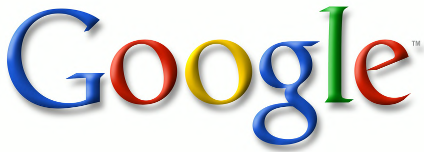
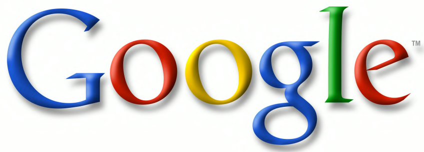
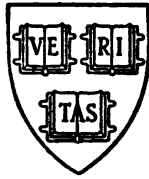
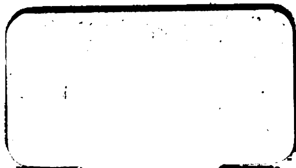





VE
RI
TAS





Grundriss

der

physikalischen Geographie.

Für höhere Unterrichtsanstalten

bearbeitet

von

C. S. Cornelius.

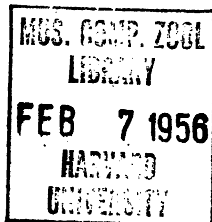
Fünfte verbesserte Auflage.

Mit eingedruckten Holzschnitten.

Halle,

Druck und Verlag von H. W. Schmidt.

1877.


MUS. COMP. ZOOL
LIBRARY
FEB 7 1956
HARVARD
UNIVERSITY

Zur vierten Auflage.

Auch diesmal sind mancherlei Verbesserungen unter Beachtung des ursprünglichen Planes, jedoch ohne Vermehrung des Volumens vorgenommen worden.

Halle, im Januar 1873.

Der Verf.

Zur fünften Auflage.

Infolge dieser Auflage haben wiederum verschiedene Verbesserungen resp. Erweiterungen in einer dem Charakter des Buches entsprechenden Weise stattgefunden.

Halle, im März 1877.

Der Verf.

Inhaltsanzeige.

Viertes Kapitel. Von der Atmosphäre.

Fünftes Kapitel. Wärmeverhältnisse der Atmosphäre und Erde

Sechstes Kapitel. Erscheinungen, welche vorzugsweise von den Temperaturverhältnissen der Erdoberfläche und der Atmosphäre abhängen.

a. Winde.

b. Atmosphärische Feuchtigkeit.

Gegenstand der physikalischen Geographie.

Die physikalische Geographie fasst die Erde als ein Ganzes auf, dessen natürliche Beschaffenheit sie möglichst genau zu erforschen strebt, indem sie die Erscheinungen, welche der Erdkörper als solcher darbietet, auf bekannte physikalische Gesetze zurückführt. Dieselbe lässt sich als eine Anwendung der physikalischen Wissenschaften auf die Naturgeschichte der Erde betrachten, insofern sie die dermaligen und früheren Zustände, die Entwickelung und die Fortbildung des Erdkörpers auf Grund klar erkannter physikalischer Principien so weit als thunlich zu erklären sucht.

Erstes Kapitel.

Von der Beschaffenheit der Erde im Allgemeinen.

1. *Gestalt und Dichtigkeit der Erde.*

Die Erde, ein Glied des Sonnensystems, bewegt sich, wie alle zu dem letzteren gehörigen Weltkörper, in der Richtung von West nach Ost um ihre Axe und in demselben Sinne um die Sonne. Das Nähere hierüber lehrt die mathematische Geographie, welche auch zeigt, dass die Erde die Gestalt eines elliptischen Sphäroids besitzt, dessen Abplattung an den Polen nahe $\frac{1}{289}$ beträgt. Man hat hieraus geschlossen, dass unser Planet sich einst in einem erweichten Zustande befand. Denn nur insofern, als die Theilchen eine erhebliche Verschiebbarkeit besassen, konnte die Axendrehung der Gesammtmasse eine merkliche Abplattung zur Folge haben.

Der Erdkörper besitzt eine bestimmte mittlere Dichtigkeit, zu deren Ermittelung drei verschiedene Methoden angewendet wurden. Dieselben beruhen im Allgemeinen darauf,

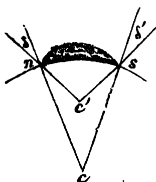
dass, wenn man die Massen zweier Körper und die Dichte des einen kennt, auch die Dichte des anderen bestimmt werden kann.

Die eine Methode stützt sich auf die Thatsache, dass das Bleiloth in der Nähe eines hohen Berges aus der vertikalen Richtung abgelenkt wird. Die Verlängerung des Bleilothes kann alsdann den Himmel nicht mehr im Zenith treffen, sondern muss sich auf beiden Seiten des Berges nach entgegengesetzten Richtungen davon entfernen.

Die mittlere Dichtigkeit der Erde ergibt sich aber aus dem Verhältniss der Anziehung der Erde zu derjenigen der Gebirgsmasse, sobald die Dichte der letzteren bekannt ist.

Bezeichnen n und s zwei Punkte des Berges, welche auf demselben Meridian liegen, und ist c der Winkel zwischen den eigentlichen Vertikalen, c' der aus den Zenithbeobachtungen in n und s bestimmte Winkel zwischen den abgelenkten Vertikalen, so hat man $c' - c = \delta + \delta'$. Da c sich aus dem Breitenunterschiede zwischen n und s ableiten lässt, so ist der erste Ausdruck bekannt. Die Anziehung, welche der Berg in den Punkten n und s auf das Bleiloth ausübt, hängt von den Dichtigkeiten der verschiedenen Materien ab, aus denen er besteht. Bezeichnet man diese Dichtigkeiten durch ϱ, ϱ', ϱ'' . . ., durch a, b, c, . . . aber Grössen, die von der Gestalt des Berges und der Lage des Bleilothes abhängen, so lässt sich die erwähnte Anziehung in einem der Punkte n und s durch die Formel $A = a\varrho + b\varrho' + \ldots$ darstellen. Für den anderen Punkt hat man dann auf ähnliche Weise $A' = a'\varrho + b'\varrho' + \ldots$

Fig. 1.



Bezeichnet man aber das Volumen des Berges durch V, seine mittlere Dichte durch ϱ_1, und die Entfernung des Mittelpunktes aller partialen Anziehungen des Berges vom Bleilothe (bei n) durch i, so ist $V\varrho_1$ die Masse des Berges und die Anziehung A des Berges auf das Bleiloth $= \frac{V\varrho_1}{i^2}$. Befindet sich das Bleiloth auf der anderen Seite des Berges in s, so hat man nach erselben Weise $A' = \frac{V\varrho_1}{i_1^2}$.

Die Anziehung, welche die Erde selbst auf das Bleiloth ausübt, kann durch $g = \frac{4}{3}\pi r D$ ausgedrückt werden, wo r der

Halbmesser und D die unbekannte mittlere Dichtigkeit der Erde ist. Als Einheit der Anziehung gilt hier diejenige, welche die Masseneinheit in der Entfernung = 1 ausüben würde.

Man hat nun tang $\delta = \frac{A}{g}$ und tang $\delta' = \frac{A'}{g}$, oder, da man wegen der Kleinheit dieser Winkel die Tangente dem Winkel gleich setzen kann, $\delta = \frac{A}{g}$ und $\delta' = \frac{A'}{g}$.

Demnach $$\delta + \delta' = \frac{A + A'}{g},$$

oder auch $$c' - c = \frac{A + A'}{\frac{4}{3}\pi r D}.$$

Aus dieser Formel lässt sich nun D ermitteln.

Da die Schwungkraft die Wirkung der Schwere vermindert, so hat man von der Anziehung der Erde denjenigen Antheil der Schwungkraft, welcher der Schwere am Beobachtungsorte gerade entgegenwirkt, in Abzug zu bringen.

Infolge des Umstandes, dass die Massen der höchsten Berge der Erde, im Vergleich zur Masse der Erde, immer sehr klein sind, werden die Ablenkungen des Bleilothes nur gering ausfallen und nur eine kleine Anzahl von Secunden betragen.

Diese Methode wurde von Hutton und Maskelyne am Berg Shehallian in Perthshire ausgeführt und gab $D = 4{,}71$.

Da die Intensität der Schwere (oder die Massenanziehung der Erde) mit der Entfernung eines Körpers vom Mittelpunkte der Erde nach einem bestimmten Gesetze sich ändert, so kann auch die Länge des Secundenpendels an verschiedenen Punkten, welche in ungleichen Entfernungen vom Mittelpunkte der Erde liegen, nicht dieselbe sein. Kennt man aber die Länge des Secundenpendels für einen bestimmten Punkt, der im Niveau des Meeres liegt, so lässt sich für einen andern Punkt die Länge des Secundenpendels berechnen. Vergleicht man nun diese berechnete Länge mit der durch den Versuch ermittelten, so wird sich eine Differenz herausstellen, wenn die Anziehung eines Berges ihren Einfluss auf das Pendel während des Versuchs geltend machte. Auch dieser Umstand lässt sich benutzen, um die Dichte der Erde zu bestimmen. Carlini mass die Länge des einfachen Secundenpendels auf dem Mont Cenis und verglich dieselbe mit der Länge des Secundenpendels zu Bordeaux. Die corrigirte Länge des Secundenpendels unter 44° 50′ 25″ fand

Biot = 751mm,6151, woraus sich die Länge des Sexagesimal-Secundenpendels unter 45° 14′ 10″ zu 993mm,498 berechnet. Carlini fand aber durch Beobachtung 993mm,708. Die Differenz von 0mm,210 ist nun eben die Folge von der Anziehung des Berges. Führt man dieselbe auf gewöhnliche Weise in die Rechnung ein, so ergibt sich für die mittlere Dichte der Erde ungefähr 4,39. — Berechnungen von Drobisch auf Grund von Pendelbeobachtungen, welche 1200 engl. Fuss tief in den Gruben von Dolcoath in Cornwall angestellt wurden, führten für die mittlere Dichte der Erde zu der Zahl 5,43.

Eine andere, genauere Methode rührt von Cavendish her, welcher dazu einen Apparat benutzte, der grosse Aehnlichkeit mit der Coulomb'schen Drehwage besitzt. Man denke sich einen sehr feinen vertikalen Metallfaden, der einerseits an einem festen Punkte aufgehängt, anderseits mit der Mitte eines dünnen horizontalen Hebels in Verbindung steht. An den Enden des letzteren befinden sich sehr kleine Metallkügelchen. Werden nun diesen zwei grosse, gleichartige Kugeln aus demselben Stoffe genähert, so wird der Hebel in Folge der Anziehung, welche zwischen den kleinen und grossen Kugeln stattfindet, aus seiner Gleichgewichtslage abgelenkt und muss, gerade so wie ein Pendel, eine Reihe von Schwingungen machen. Wenn man aber die Länge dieses Pendels mit der Länge eines gewöhnlichen Pendels vergleicht, das seine Schwingungen in derselben Zeit vollführt, so lässt sich daraus einmal das Verhältniss der Anziehung der grossen Kugeln zur Gesammtanziehung der Erde oder zur Schwere und daher auch das Verhältniss der Masse dieser Kugeln zu derjenigen der Erde ermitteln. Auf diese Weise erhielt Cavendish, indem er Bleikugeln, jede zu 4 Centner, anwandte, für die mittlere Dichtigkeit der Erde die Zahl 5,48. Baily erhielt als Mittelzahl aus einer grossen Anzahl nach dieser Methode ausgestellter Versuche den Werth 5,67. Reich kam durch Anwendung derselben Methode und bei Benutzung von Blei- und Eisenkugeln (60—90 Pfd.) zunächst zu der Zahl 5,44, weiterhin aber auf Grund neuer Versuche (Poggend. Ann. Bd. 85, S. 150) zu 5,58. Dabei ist die Dichte des Wassers als Einheit angenommen. Die mittlere Dichte der Erde ist also mindestens 5mal grösser als diejenige einer Wasserkugel von gleicher Grösse.

Die meisten Stoffe, welche sich in der obersten Erdrinde befinden, haben nun eine Dichte (2,7—3), welche viel geringer als die eben bezeichnete ist. Es muss demnach die Dichte der concentrischen Schichten des Erdsphäroids von der Oberfläche nach dem Centrum hin zunehmen. Diese Zunahme kann von der Verdichtung herrühren, welche durch den Druck der oberen Schichten auf die jedesmaligen unteren hervorgebracht wird. Indessen scheint dieser Druck nicht zu genügen; man hält es deshalb für wahrscheinlich, dass das Innere der Erde eine nicht unbeträchtliche Menge metallischer Stoffe enthalte.

2. *Verhältniss des Landes zum Meere.*

Die Materie, welche die Erdoberfläche bildet, erscheint uns im Grossen in zwei verschiedenen Aggregatformen, nämlich entweder als mehr oder weniger Starres oder als Tropfbarflüssiges. Das erste nennt man Land, das letztere in seiner Gesammtmasse Meer oder Ocean. Ueberdies ist die ganze Erdoberfläche ringsum von einer Gashülle bedeckt, die man Atmosphäre nennt.

Grosse zusammenhängende Massen des Landes bilden Continente oder Festländer, die kleineren zerstreuten Theile desselben aber Inseln.

Solcher Continente kennt man hauptsächlich drei. Erstens die sogenannte alte Welt, welche die drei Erdtheile Europa, Asien und Afrika in sich fasst, zweitens die sogenannte neue Welt oder Amerika, welche in der westlichen Halbkugel liegt, drittens südöstlich von der alten Welt in der südlichen Halbkugel Australien.

Das Weltmeer, welches das feste Land von allen Seiten umgibt, hat in das letztere mancherlei Einschnitte gebildet, die man nach ihrer verschiedenen Grösse Meerbusen, Buchten und Baien nennt. Ueberdies unterscheidet man verschiedene Theile des Weltmeeres, denen man besondere Namen gegeben hat. Verhältnissmässig schmale Theile des Oceans, welche benachbarte Meere mit einander verbinden, nennt man Meerengen. Denselben entsprechen in gewisser Beziehung die sogenannten Landengen, welche verschiedene Erdtheile auf trockenem Wege mit einander verbinden.

Das Verhältniss des Landes zum Meere ist ungefähr wie 1 : 3. Von den beiden Erdhälften, welche durch den Meridian von Ferro gebildet werden, enthält die östliche das meiste Land und zwar etwa in der Art, dass auf dieselbe $\frac{3}{4}$, auf die westliche $\frac{1}{4}$ kommen. Nahe dasselbe Verhältniss besteht zwischen der nördlichen und südlichen Hemisphäre. Legt man aber nach Ritter einen grössten Kreis um die Erde, der durch die Westküste Peru's und durch die Halbinsel Malacca längs der Südgrenze Asiens geht, so zerfällt die Erdkugel in eine nordöstliche und südwestliche Hemisphäre, von denen die erstere fast alles Land, die letztere, ausser Australien, nur Wasser enthält.

3. *Meeresspiegel.*

Insofern die verschiedenen Theile des Oceans unter sich zusammenhängen oder mit einander communiciren, sollten ihre Oberflächen nach hydrostatischen Gesetzen einander entsprechen oder alle mit einer krummen Fläche zusammenfallen, die man sich rings um die Erde gezogen denken kann. Diese Fläche, welche eine sphäroidische Krümmung besitzt, nennt man den Meeresspiegel oder das allgemeine Niveau des Meeres. Der Meeresspiegel kann wegen der Centrifugalkraft, die am Aequator ihren grössten Werth hat und nach den Polen hin regelmässig bis zu Null abnimmt, nicht überall gleich weit vom Mittelpunkte der Erde entfernt sein. Das Aequatorialmeer wird weiter von dem bezeichneten Mittelpunkte abstehen als die Polarmeere. Nach G. Bischof*) ist das durch die Rotationsgeschwindigkeiten gehobene Meer am Aequator 33mal so hoch als in 80° Breite. Die Gestalt der Oberfläche des Weltmeeres hat man, wenn man sie lediglich in ihrer Abhängigkeit von den Gegenwirkungen der Centrifugal- und Schwerkraft auffasst, als eine ellipsoidische anzusehen.

Die Erhabenheiten und Vertiefungen des festen Theils der Erdoberfläche werden nun auf das Niveau des Meeres bezogen. So ist die Höhe eines Berges in Bezug auf den Meeresspiegel die absolute Höhe desselben. Man denke sich zwei Linien

*) Die Gestalt der Erde und der Meeresoberfläche und die Erosion des Meeresbodens. 1867.

gezogen, die eine von dem Mittelpunkte der Erde bis zum Gipfel des Berges, die andere aber bis zum Meeresniveau, und zwar in derselben geographischen Breite mit dem Berg. Alsdann ist die Differenz dieser beiden Linien gleich der absoluten Höhe des Berges. Man unterscheidet davon die relative Höhe desselben, welche nichts anderes ist als die senkrechte Entfernung seines Gipfels von seinem Fusse.

Indessen stimmt die Meeresoberfläche nicht genau mit der Oberfläche eines Rotations-Ellipsoids überein. Abweichungen werden herbeigeführt durch die Anziehung der Festländer auf die Wassermasse der umgebenden Meere. Diese Abweichungen sind verschieden je nach dem Relief, der Ausdehnung und der Dichte des Festlandes, wie auch nach der Meerestiefe. Demzufolge wird das Meeresniveau an den Küsten der Continente mehr oder weniger ansteigen. Daraus ergibt sich denn weiter, dass die durch directe, trigonometrische oder barometrische Nivellements ermittelten Seehöhen nicht als die wahren vertikalen Abstände der gemessenen Punkte von der Oberfläche jenes Sphäroids, dem die wahre Meeresoberfläche angehört, betrachtet werden können, da man eben alle Höhen auf ein unregelmässig gestörtes und sogar veränderliches Niveau bezieht. Das Meeresniveau an den Küsten wird auch durch Hebungen und Senkungen des festen Landes verändert*).

Man kann die Höhe eines Berges durch trigonometrisches Ausmessen, oder auch, wenn derselbe zugänglich ist, weniger genau aber bequemer mittelst des Barometers oder des Thermometers bestimmen. Bei Anwendung des Barometers beobachtet man den Luftdruck am Meeresspiegel oder am Fusse und gleichzeitig am Gipfel des Berges. Bezeichnet man nun durch b und b' die Barometerstände zweier Orte, deren Höhenunterschied H ermittelt werden soll, durch t und t' die an beiden Orten herrschenden Lufttemperaturen, so hat man nach dem Gesetze der Abnahme des Luftdruckes mit wachsender Höhe und mit Berücksichtigung des Mariotte'schen Gesetzes $H = C\ (\log b - \log b')\ (1 + \alpha\tau)$ Par. Fuss, wo C eine Constante, $\alpha = 0{,}003665$ der Ausdehnungscoefficient der Luft für eine Temperaturveränderung von 1^0 C. und $\tau = \frac{t + t'}{2}$ ist.

---

*) Vglch. J. Hann in Wochenschrift für Astronomie, Meteorologie und Geographie Nr. 28 ff. 1876: Ueber gewisse beträchtliche Unregelmässigkeiten des Meeres-Niveaus.

Durch Anwendung besonderer Tafeln können die barometrischen Höhenmessungen erleichtert werden. Eine kleine zum bequemen Gebrauch sich empfehlende Tafel dieser Art gab jüngst Jordan (Zeitschrift für Vermessungswesen, 1874). Dieselbe stützt sich auf nachstehende Formel, worin H die Höhendifferenz in Metern, b und b' die auf 0^0 reducirten Barometerstände der unteren und oberen Station, und τ die mittlere Lufttemperatur bedeutet:

$$H = 18516 (\log b - \log b') (1 + 0{,}00366\, \tau).$$

Wenn grössere Genauigkeit verlangt wird, ist an die betreffende Formel noch eine Correction wegen der mit der Breite wachsenden Schwere der Luft anzubringen. Bezeichnet g die Schwere unter 45^0 Breite, so ist dieselbe unter der geographischen Breite ψ in gleicher Entfernung vom Mittelpunkte der Erde $g_1 = g\ (1 - 0{,}002837 \,.\, \cos 2\psi)$. Die berechnete Höhe muss nun in demselben Verhältniss vermindert oder vermehrt werden, in welchem g_1 grösser oder kleiner als g ist, weil z. B. bei geringerer Schwere eine höhere Luftsäule derselben Differenz beider Barometerstände (unten und oben) entspricht. Die corrigirte Höhe ist $= H \,.\, \frac{g}{g_1}$ oder näherungsweise $=$ $H\ (1 + 0{,}002837 \,.\, \cos 2\psi)$.

Nach R. Rühlmann*) sind die aus Barometer- und Thermometerbeobachtungen berechneten Höhendifferenzen insgemein am Tage grösser als bei Nacht und zeigen eine bedeutende tägliche Periode. Die aus Tages- und Monatsmitteln berechneten Differenzen bekunden, nach demselben, eine jährliche Periode von geringerer Weite als die tägliche. Die Jahresmittel geben nahezu richtige Höhen.

Die thermometrische Höhenmessung beruht auf der Thatsache, dass die Siedetemperatur des Wassers vom Luftdruck abhängt, in der Art, dass sie um so niedriger, je geringer der Luftdruck ist. Die Temperatur des Siedepunktes wird daher auf einem Berge um so niedriger liegen, je höher derselbe ist, so dass also auch die Anzeigen eines zweckmässig construirten Thermometers zu Höhenbestimmungen benutzt werden können. Tafeln über die Spannkraft des Wasserdampfes lassen sich dazu gebrauchen, um aus den beobachteten Siedetemperaturen die entsprechenden Barometerstände zu ermitteln. Die Höhenunterschiede verhalten sich bekanntlich wie die Unterschiede zwischen den Logarithmen der Barometerhöhen, und nahe dasselbe Verhältniss besteht auch zwischen den Temperaturunterschieden und den

---

*) Die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre, Leipzig 1870. — Ueber barometrische Höhenmessung vglch. auch C. Jelinek, „Anleitung zur Austellung meteorologischer Beobachtungen".

Druckhöhen des Wasserdampfes. Die Höhenunterschiede verhalten sich aber auch nahe wie die Temperaturunterschiede des Siedepunktes. Zur Berechnung dient nach Christie die Formel: $H = 547{,}99\,(b - b')\,[1 + (t - 32)\,.\,0{,}00222]$, wo b und b' die Siedepunkte zweier Stationen, H deren Höhenunterschied in englischen Fussen und t die mittlere Temperatur beider Stationen (nach der Fahrenheit'schen Scala) ist.

Zweites Kapitel.

Gestaltung des Festlandes.

4. *Horizontale Gestaltung.*

Die Hauptmomente derselben sind: eine Annäherung, Vereinigung und Ausbreitung des Landes im Norden, ein Auseinandertreten und eine Theilung, sowie eine zugespitzte Verengerung der Theile gegen Süden. Die beiden grossen Festländer der Erde, die alte und neue Welt, laufen beide spitz zu, so dass ihre pyramidal geformten Enden dem Südpol zugewendet sind. Diese Gestaltung wiederholt sich auch im Kleinen an allen Halbinseln von einiger Bedeutung: Südamerika, Südafrika, Cuba, Florida und den beiden Indien, ebenso an den europäischen Inseln des Mittelmeeres, der iberischen, italischen und hellenischen.

Die alte und neue Welt unterscheiden sich, hinsichtlich ihrer horizontalen Gestaltung, dadurch von einander, dass die erstere ihre grösste Ausdehnung in der Richtung der Parallelkreise, von O. nach W., die letztere dagegen in der Richtung der Meridiane, von N. nach S., hat. Die Inselachse der alten Welt hat die Richtung von NO. nach SW., und diejenige der neuen Welt die Richtung von NNW. nach SSO. Beide Festländer können nämlich, da sie vom Ocean umflossen sind, füglich für Inseln gelten.

5. *Vertikale Gestaltung.*

Die charakteristische Gestaltung der grossen Continente ist vorzugsweise bedingt durch die vertikale oder senkrechte Erhebung des Bodens.

Hierbei ist sowohl das relative Verhältniss der Erhebungen zu ihren Umgebungen, als auch das absolute im Vergleich zur Oberfläche des sphäroidischen Meeresspiegels von Bedeutung. Dies gilt von Flächen und Thälern nicht minder als von Bergen; denn auch jene können eine bedeutende absolute Höhe haben, wenn schon ihre Erhebungen über den Meeresspiegel im Vergleich zu den Bergen, welche sie umgeben, unbeträchtlich sein mögen. Die Quantität der gehobenen Massen ist indessen im Verhältniss zu dem Areal ganzer Länder nur unbedeutend. Denkt man sich den körperlichen Inhalt aller Bergketten und aller Tafelländer gleichförmig über die Continente vertheilt, so erhält man als mittlere Erhebung der Festländer über das allgemeine Niveau der Meere für Europa 630′, für Nordamerika 700′, für Südamerika 1060′, für ganz Amerika 880′ und für Asien 1080′. Und die Höhe aller Continentalmassen über dem Meeresspiegel würde (ohne Afrika) 950′ betragen.

Nach Humboldt würden die Alpen, gleichmässig über den Flächenraum Europas ausgebreitet, diesen um 21 Fuss erhöhen. Dagegen fand neuerdings Leipoldt für diese Erhöhung 83,8 F. Nach demselben ist die Reihenfolge *), in der sich die europäischen Länder ihrer mittleren Höhe nach ordnen:

		m			m
1.	Schweiz	1300	9.	Grossbritannien	218
2.	Iberische Halbinsel	701	10.	Deutsches Reich	214
3.	Oström. Halbinsel	579	11.	Russland	167
4.	Oesterreich	518	12.	Belgien	163
5.	Apenn. Halbinsel	517	13.	Dänemark excl. Island	35
6.	Scandinavien	428	14.	Königr. der Niederlande excl. Luxemburg	10
7.	Frankreich	394			
8.	Rumänien	282			

Erhöhungen der Erdoberfläche heissen nun nach Maassgabe ihrer Grösse Hügel oder Berge, während die tieferen Stellen zwischen den Erhöhungen Thäler genannt werden. Eine Summe von Bergen aber, welche nach gewissen Gesetzen und in bestimmten Begrenzungen mit einander verbunden sind, heisst man Gebirge. Eine Reihe zusammenhängender Berge eines Gebirges bildet eine Gebirgskette. Den oberen Höhenzug derselben (in der Längenrichtung des Gebirges) nennt man den Kamm, die Seitenflächen die Abfälle (Abhänge) und den

*) Wochenschrift für Astronomie, Meteorologie und Geographie, Nr. 23; 1875.

untern Theil des Abfalls den **Fuss**. Die grossen Thäler endlich zwischen je zwei verschiedenen, sich neben einander hin erstreckenden Gebirgsketten werden **Haupt-** oder **Längenthäler** genannt.

Der Kamm einer Gebirgskette ist mitunter sehr schmal. So gibt es in Deutschland einige Orte, wo der Kamm nicht die Breite eines Hauses hat, z. B. am Brenner in Tyrol, wo das Dachwasser eines Hauses von der einen Seite dem adriatischen, von der andern dem schwarzen Meere zuströmt. Während in den französischen Gebirgen die Breite kaum eine Meile beträgt, ist sie in Norwegen bei Langfiels 8—10 und in Amerika selbst 50 Meilen.

In der Regel besteht der Abfall einer ganzen Gebirgskette aus einer grossen Anzahl besonderer Abfälle, die man ersteigen muss, um den Gipfel oder Kamm zu erreichen. Die beiden Abhänge einer Gebirgskette sind auch meist ungleich und einer immer kürzer und steiler wie der andere. Tiefe Einschnitte, welche die Gebirgsketten an den Abhängen, senkrecht auf ihre Länge, haben, bilden **Querthäler**, die von den vorher erwähnten, durch ganze Gebirgsketten gebildeten, Längenthälern zu unterscheiden sind. Durch solche Einschnitte werden die Gebirgsketten in kleinere, untergeordnete Arme und Zweige getheilt, die sich ähnlich wie die Hauptketten verhalten. In der Regel fällt ihr Kamm nicht gleichförmig ab, sondern hält sich oft lange in einer bedeutenden Höhe, um dann plötzlich abzufallen. Wenn sie sich bis zum Meere erstrecken und da schnell endigen, so nennt man sie **Cap** oder **Vorgebirge**.

Die **Pässe** sind die Vertiefungen zwischen den Gipfeln eines Gebirges und bezeichnen die tiefsten Einschnitte des Kammes. Nach **Ebel** erscheinen in den höheren Gebirgen die vorzugsweise sogenannten Pässe stets als scharf bezeichnete Einschnitte, welche quer durch das ganze Gebirge hindurchsetzen, so dass sie aus der Verbindung zweier entgegengesetzt auslaufender Thäler gebildet werden. Dieselben sind als Vereinigungspunkte zweier durch das Gebirg getrennter Länder zu betrachten. So verbinden z. B. die Pässe über den Brenner und St. Gotthard das westliche Deutschland mit Italien, der Pass des Puymorin Frankreich mit Spanien.

Für die grösseren senkrechten Erhebungen hat man die allgemeine Bezeichnung **Hochland**, wovon **Gebirgs-** und

Plateauländer (Tafelländer, Hochebenen) nur besondere Arten sind.

Plateauländer sind nach Ritter Gesammterhebungen geschlossener Erdräume, während Gebirgsländer nicht geschlossen, sondern durch Tiefthäler und Thalspalten nach allen Richtungen hin durchschnitten sind. Dagegen findet sich bei den letzteren eine bedeutende Einzelerhebung abgesonderter Gipfelmassen und Kettenzüge.

Aus diesen Unterscheidungsmerkmalen zwischen Gebirgs- und Plateauländern folgt ein grösserer Reichthum der Natur in den ersteren, eine grössere Gleichförmigkeit in den letzteren. Doch findet man auch in Plateauländern Einzelerhebungen, theils als Plateaugebirge, welche die oft dürren Flächen der Hochebenen unterbrechen, theils als Randgebirge, welche die Abfälle der Tafelländer umgeben, oder endlich als Inselgebirge, welche für sich, gewissermassen ohne Verbindung mit den Gesammterhebungen, aufsteigen und in den mannigfaltigsten Stellungen als vereinzelte Gebirgssysteme erscheinen.

Länge, Breite und Höhe der Hochländer stehen in gewissem Verhältnisse zu den Dimensionen der Continente. So hat Amerika, das längste Festland, die am weitesten erstreckten Gebirgsketten. Asien, am Flächenraume der grösste Continent, bildet gegen seinen Mittelpunkt die grösste Massenerhebung und die höchsten Gebirge der Erde.

Um die Höhe eines Gebirges richtig zu beurtheilen, kommt es weniger auf die grösste Gipfelerhebung, als vielmehr auf die mittlere Kammhöhe an. Zwischen der letzteren und der höchsten Spitze vieler Gebirgsketten soll ein bestimmtes Verhältniss stattfinden, in der Art, dass die Höhe der Gipfelpunkte sehr nahe das Doppelte der Kammhöhe betrage. Häufig ist auch die Gipfelhöhe eines Gebirges gleich der Kammhöhe eines andern.

Man theilt die Hochebenen in zwei Klassen. Die erste Klasse umfasst Erdräume von mehr als 4000′ absoluter Höhe, die zweite solche unter 4000′. Bei Gebirgsländern unterscheidet man niedere Gebirge von 2—4000′, Mittelgebirge bis 6000′, Alpengebirge bis 10,000′ und Riesengebirge der Erde über 10,000′ absoluter Meereshöhe.

6. *Tiefländer.*

Den Gegensatz zu den Hochländern bilden die Tiefländer, flache oder durch Hügel wellenförmig geformte Land-

strecken von höchstens 500′ absoluter Höhe. Dieselben unterscheiden sich von den Gebirgsländern und Hochebenen theils durch ihre relativ oder absolut tiefere Lage, theils durch eine viel grössere Gleichförmigkeit ihrer Oberfläche, so dass man in ihnen nach allen Seiten hin einen freien Horizont hat. Sie erstrecken sich meist von den Küsten aus mehr oder weniger gegen das Innere hin, wo sie die Hochländer umgehen, wie namentlich in Asien und Europa. Nur an wenigen Orten liegen sie, wie in Belgien und Holland, mit dem Meere in derselben Ebene. In den eben genannten Ländern liegen einzelne Punkte sogar tiefer als das allgemeine Niveau des Meeres, was auch mit dem Kaspischen Tieflande und dem todten Meere der Fall ist.

Während manche Tiefländer fruchtbare Länderstriche darstellen, gibt es wieder andere, die von organischem Leben mehr oder weniger entblösst sind. Diese nennt man Wüsten und Steppen. Jene sind mit feinem Kiessand bedeckt oder auch ganz nackte, felsige Flächen. Die Luft über denselben ist wolkenlos, heiss, trocken und mit dem feinsten Sande beladen. Die Ursache der Abwesenheit aller Vegetation ist der Mangel an Wasser, der durch das Klima und die Lage des Landes bedingt ist.

Nur wenige Orte dieser Wüsten zeigen eine üppige Vegetation und ragen wie Inseln aus dem Sandmeer hervor; man nennt sie Oasen. Nach Humboldt beträgt der Erdstrich, den die Sandwüsten Afrikas und Asiens einnehmen, ohne die Oasen, ungefähr 112,000 Quadratmeilen. Derartige Wüsten fehlen in der neuen Welt fast ganz.

Obschon die Steppen den Wüsten im Allgemeinen gleichen, so unterscheiden sie sich doch dadurch von diesen, dass sie eine gewisse Zeit (Regenzeit) hindurch mit Pflanzen (Gramineen) bedeckt sind. Man findet die Steppen in allen Zonen, sowohl in der alten als auch in der neuen Welt. So im Südost von Europa, in Ungarn zwischen der Drau und der Theiss, in Russland zwischen dem Boristhenes, dem Don und der Wolga. In Asien erstrecken sie sich von der chinesischen Mauer bis zum Aralsee (1600 geograph. Meilen lang). Nicht minder reich an Steppen ist Amerika, in dem sich eine der grössten auf der Erde von der Küstengebirgskette von Caraccas bis zu den Wäldern von Guyana erstreckt. Sie hat nach Humboldt einen Flächeninhalt von 14000 Quadratmeilen. Die amerikanischen

Tiefebenen nennt man gewöhnlich **Llanos**, **Savanen**, **Prairien** oder **Pampas**.

7. *Terrassenländer.*

Zwischen den Tief- und Hochländern stehen noch die **Stufen-** oder **Terrassenländer**, deren Stufen je nach der Art und Weise, wie sie den Uebergang der beiden erstgenannten Länder zu einander vermitteln, bald den Charakter von Gebirgsländern, bald den von Hochebenen zeigen.

8. *Inseln.*

Die vom Continent eines Erdtheils ganz abgetrennten Glieder nennt man **Inseln**, die wieder in **Gestade-** und **pelagische** Inseln unterschieden werden. Die ersteren befinden sich in der Nachbarschaft der Continente, deren Uferumsäumungen sie auf's Vielfachste bereichern. Die pelagischen Inseln liegen dagegen weit ab von einem Erdtheile im offenen Ocean. Hinsichtlich der Gestalt sind die **langgestreckten** und **schmalen** von den **kreisrunden** und **elliptischen** zu unterscheiden. Während sich die ersten nie beträchtlich von den Küsten grösserer Continente entfernen und gewöhnlich reihenweise (Ketten bildend) vorkommen, erscheinen die anderen mehr selbständig, vereinzelt, d. h. ohne nähere Beziehung zu den Küsten der Continente. Die erste Art zeigt sich auf eine ausgezeichnete Weise im grossen und atlantischen Ocean.

Die runden Inseln theilt man nach Forster in **hohe** und **niedere**. Jene haben eine mehr oder weniger vollkommene Kegelgestalt mit einer grösseren oder kleineren kesselförmigen Vertiefung, deren Wände sehr zackig sind. Die Gebirgsarten dieser Inseln, gewöhnlich Basalt, Mandelsteine, Conglomerate, bilden deutliche Bänke, welche ringsum mit der Oberfläche parallel gehen. Derartige basaltische Inseln sind nach L. v. Buch durch vulkanische Kräfte aus dem Boden des Meeres hervorgetrieben worden.

Die niederen Inseln sind z. Th. das Erzeugniss von im Meere lebenden Thierchen, worüber später ein Näheres.

Drittes Kapitel.

Der tropfbarflüssige Theil der Erde oder das Wasser. (Hydrologie.)

Das Wasser, welches den festen Theil der Erdoberfläche bedeckt, stellt sich unserer Wahrnehmung in verschiedenen Formen dar, die durch die Worte Quellen, Riesel, Bäche, Flüsse, Ströme, Seen und Meer bezeichnet werden. In gewissem, jedoch sehr relativem Sinne theilt man die Gewässer der Erde auch in fliessende und stehende, zu welchen letzteren man die Seen und die Meere rechnet.

9. *Quellenbildung.*

Zwischen der Erde und Atmosphäre findet in Beziehung auf das Wasser ein beständiger Wechsel statt. Denn durch die Wärme in Dampf verwandelt steigt es empor und bildet Wolken, um aus diesen wieder in der Form von Regen, Schnee u. dgl. auf die Erde herabzufallen. Ist nun der Boden für das Wasser durchdringlich oder, wie dies bei den meisten Felsschichten der Fall ist, nach allen Richtungen zerklüftet, so sinkt es in den Zwischenräumen so lange abwärts, bis es durch eine schon vorhandene Wasseransammlung oder durch eine undurchdringliche Erdschicht, z. B. durch ein Thonlager, aufgehalten wird. Auf dieser Unterlage fliesst es nach bekannten hydrostatischen Gesetzen weiter, bis sich eine Oeffnung nach aussen darbietet, wo es dann als natürliche Quelle zu Tage treten muss. Derartig müssen wir uns nun die Erdrinde von zahlreichen, mehr oder minder langen und breiten, Wasseradern durchzogen denken, von denen manche wohl auch ganz gesperrt bleiben oder sich im Innern der Erde verlieren. Alle verborgenen Zuflüsse aber, durch welche eine Quelle gespeist wird, bilden zusammen ihr Wurzelsystem.

Man erkennt nun leicht, dass der Wasserreichthum einer Quelle, dessen Wechsel und Beständigkeit sowohl von der Struktur und Gestaltung des Bodens, als auch von klimatischen Verhältnissen abhängen muss. Kann das über einen grossen Bezirk gefallene Wasser vermöge der Struktur des Bodens sich in unterirdischen Behältern ansammeln, und von hier aus weiter

fliessen, so ist damit eine Bedingung wasserreicher Quellen gegeben. Aber auch die Lage und Neigung der Schichten ist für die Quellenbildung wichtig. In sehr vielen Theilen der Centralalpen, wo die Schichten steil aufgerichtet sind, ist es, nach Beobachtungen A. Schlagintweit's, eine nicht seltene Erscheinung, die eine Seite eines Bergzuges mit üppiger Vegetation bedeckt zu sehen, während die entgegengesetzten Abhänge ganz davon entblösst sind. Dieser Umstand hängt mit dem Mangel oder Ueberfluss an Quellwasser zusammen, welcher durch die Schichtenstellung bedingt ist. Die atmosphärischen Wasser sammeln sich nämlich an den Schichtenflächen und sickern in der Richtung derselben herab, während an den Seiten, wo die hocherhobenen Schichtenköpfe anstehen, grosser Wassermangel herrscht. Modificationen bewirken in den Alpen namentlich die hohen Abfälle und die terrassenförmige Gestaltung der Gebirge. Fast überall trifft man am Fusse dieser Wände eine Reihe schöner Quellen.

Die Witterung und Jahreszeiten haben thatsächlich einen entschiedenen Einfluss auf den Wasserreichthum der meisten Quellen. Diejenigen Quellen, welche ihre Nahrung vorzugsweise vom Nebel und Regen empfangen, nehmen in trocknen Sommern allmählig ab, beim Beginn der feuchten und regnerischen Jahreszeit aber wieder zu, solche dagegen, welche ihre Wasser von geschmolzenem Schnee erhalten, haben gerade im Sommer, wo der Schnee auf den Gebirgen schmilzt, ihren reichlichsten Zufluss. Ausgedehnte und stark bewaldete Hügel- und Berggruppen geben, namentlich wenn sie zugleich eine bedeutende Höhe haben, so dass sie in Folge der nach der Höhe abnehmenden Temperatur das atmosphärische Wasser leicht verdichten können, viele oder doch einzelne sehr wasserreiche Quellen. Ausgezeichnet durch die Beständigkeit ihres Wasserreichthums werden diejenigen Quellen sein, welche aus einer bedeutenden Tiefe kommen und ein sehr ausgedehntes, reich verzweigtes Wurzelsystem haben.

Bei den gebohrten, wie auch bei den gegrabenen Brunnen kommt es vor, dass das aufgefundene Wasser sich mehr oder weniger über die Oberfläche der Erde emporhebt. Man findet dies namentlich bei den artesischen Brunnen, die ihren Namen von der französischen Grafschaft Artois haben. Denken wir uns eine muldenförmige, das Wasser durchlassende Sand- oder Kies-

schicht *ss'*, welche zwischen zwei wasserdichten Thonschichten *aa'* und *bb'* liegt. Das von der einen Seite in die mittlere Schicht dringende atmosphärische Wasser wird sich hier ansammeln und an dem tiefer gelegenen Punkte *s* quellenförmig hervortreten können. Wird aber das Lager *bb'* bei *e* durchbohrt, so muss das Wasser hier bis zu einer Höhe sich erheben, die dem Druck desselben an dieser Stelle entspricht. Die Steighöhe des Wassers wird um so geringer ausfallen, je näher der Ausflussöffnung *s* das Bohrloch angebracht ist. Man sieht übrigens, dass die Bedingung zu einem artesischen Brunnen auch da gegeben ist, wo die Schichten auf die in der Fig. 3 angegebene Weise an ein festes Gestein anstossen. Auch können mehrere solcher wasserführender Schichten sich in verschiedenen Tiefen übereinander befinden.

Fig. 2.

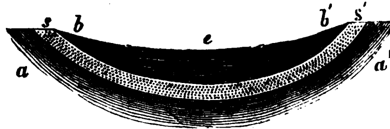
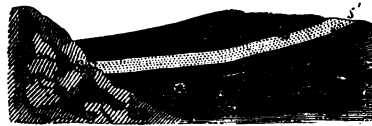


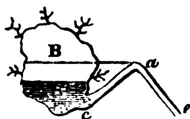
Fig. 3.



Quellen, welche bald stark, bald schwach fliessen, nennt man wohl schlechthin periodische Quellen. Zu ihnen gehören alle, welche von den Jahreszeiten und Witterungsverhältnissen entschieden abhängig sind. Doch kann auch ungleicher Luftdruck auf die Behälter des Wurzelsystems bei regelmässig wechselnden Winden, bei Quellen an Meeresküsten aber der veränderliche Druck des Meeres — zur Zeit der Ebbe und Fluth — die Ursache des periodischen Fliessens sein.

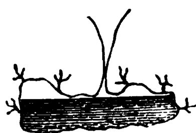
Intermittirende Quellen sind solche, welche in mehr oder minder langen Zwischenräumen abwechselnd fliessen und nicht fliessen. Die Ursache der Unterbrechung kann sehr verschiedenartig sein. Bei Quellen, die mit einer reichlichen Gasentwickelung verbunden sind, kann der Ausfluss durch eine Anhäufung von Luftblasen, bei anderen Quellen durch eine Anhäufung von Sand in den Kanälen eine Zeit lang völlig gehemmt werden. Dann kann auch die Ursache in heberförmigen Kanälen liegen, die mit Wasserbehältern in Verbindung stehen. Steigt das Wasser in dem Behälter *B* (Fig. 4.) über den Punkt *a*, so füllt sich der Heber *cae* und der Behälter wird vollständig aus-

Fig. 4.



geleert, so dass das Wasser erst wieder nach einiger Zeit, nachdem der Behälter sich von neuem. gefüllt hat, zum Ausflusse gelangen kann. Endlich ist noch möglich, dass durch die Spannkraft von Wasserdämpfen, welche sich allmählig in den oberen Theilen des Behälters (Fig. 5.) ansammeln, das Wasser durch den vertikalen Kanal, wie aus einem Heronsballe, in die Höhe getrieben wird. Da die Elasticität der Dämpfe, um dies zu bewirken, allemal ein bestimmtes Maximum erreicht haben muss, so kann der Ausfluss natürlich nur intermittirend sein. Diese Erklärung sollte namentlich für die heissen Quellen gelten, welche ihr Wasser in regelmässigen Zwischenzeiten emporschleudern. Die heissen Quellen Islands aber, wie der grosse Geyser, senden ihr Wasser mehr stossweise hervor, auf eine Weise, die mit der eben charakterisirten Ansicht nicht wohl übereinstimmt. Die Eruptionserscheinungen des grossen Geyser erklären sich nach Bunsen folgendermassen.

Fig. 5.



Denken wir uns nämlich eine cylindrische Wassersäule, welche bis zu einer gewissen Tiefe in die Erde hinabreicht. Wird nun diese Säule von unten her durch eindringendes Wasser von hoher Temperatur erhitzt, so werden allmählig verschiedene Schichten der Säule die Temperatur des Siedpunktes erhalten. Die von Innen sich entwickelnden Dampfblasen werden freilich, sobald sie zu Schichten gelangen, die noch weiter vom Siedpunkte entfernt sind, wieder zu Wasser verdichtet werden. Allmählig kommt aber eine immer grössere Anzahl von Schichten dem Siedpunkte nahe und den von unten aufsteigenden Dampfblasen wird es immer leichter, sich in ihrem Zustande zu behaupten und selbst zu vergrössern. Durch das Aufwallen des Dampfes wird ein Theil der flüssigen Säule gehoben und entfernt. Dadurch vermindert sich der Druck von oben, die Dampfbildung nimmt rasch zu und endlich wird Wasser gemischt mit Dampf in der Form eines mächtigen Strahles emporgeschleudert. Während die die Geyserröhre erfüllende Flüssigkeitssäule beständig von unten her durch eindringendes Wasser von hoher Temperatur erhitzt wird, erleidet sie oben an dem grossen Wasserspiegel des Beckens eine stete

Abkühlung. Thermométrographische Messungen ergaben, dass die Temperatur an allen Punkten der Wassersäule mit der nach der letzten Eruption verflossenen Zeit in stetem Steigen begriffen ist, und dass die Temperatur in der mittleren Höhe des Geyserrohres dem daselbst der drückenden Wassersäule entsprechenden Kochpunkte am nächsten liegt, und um so näher rückt, je mehr der Zeitpunkt einer grossen Eruption herannaht. Einige Minuten vor der Eruption wurde eine Temperatur beobachtet, welche den entsprechenden Kochpunkt des Wassers etwas überstieg. Die Condensation der von unten aufsteigenden Dampfblasen in einer höheren, kälteren Wasserschicht verursacht eine kleine Detonation, die von einer halbkugelförmigen Hebung und gleich darauf wieder erfolgenden Senkung der Wasseroberfläche begleitet ist. Diese Dampfdetonationen nehmen erst 4 bis 5 Stunden nach einer grossen Eruption ihren Anfang, und wiederholen sich dann in Zwischenzeiten von 1 bis 2 Stunden bis zum nächsten Ausbruch, dem sie stets in rascher Folge und grosser Heftigkeit unmittelbar vorangehen. Bei den hierbei periodisch eintretenden Hebungen der Wassersäule dringt das Wasser aus der Mündung der Röhre in Gestalt eines konischen Wasserberges hervor. Indem nun die unteren erhitzten Wassermassen stossweise in den obern Theil der Geyserröhre theilweise empordringen, gerathen sie hier unter dem verminderten Druck ins Kochen, und bewirken die kleinen, mit geringen Eruptionen verbundenen Aufkochungen, die man zwischen den grösseren Ausbrüchen beobachtet. Das Kochen schreitet aber zunächst von der Mitte des Geyserrohres nach dem Boden desselben hin fort. — Unmittelbar nach erfolgter Eruption steigt das 1^m bis 2^m tief in der Röhre stehende Wasser allmählig während einiger Stunden bis an den Rand des Beckens, wo es ruhig in der Gestalt einer kleiner Cascade abfliesst.

Der Geyser zeigt ein cylindrisches Rohr aus Kieselsinter, das etwa 70 Fuss tief und 9—10 Fuss weit ist, der Strockr ein nach unten sich verengendes Rohr.

10. *Chemische Beschaffenheit des Quellwassers.*

Das Quellwasser kann begreiflicherweise nur in den seltensten Fällen ganz rein sein, da es auf seinem Wege durch verschiedene Gebirgsmassen mancherlei lösliche Stoffe aufnehmen

muss. Aus Granit- und Sandgebirgen kommt das reinste Wasser zu Tage. Fast alle Quellwasser enthalten kohlensaure Kalkerde. Der sog. Pfannenstein in unsern Dampfkesseln ist grossentheils nichts anderes als Kalk, welcher sich beim Verflüchtigen der Kohlensäure absetzt. Sehr reich an kohls. Kalk sind die Karlsbader Quellen. Gegenstände, welche man in dieselben legt, überziehen sich bald mit einer Rinde oder werden, wie man gewöhnlich zu sagen pflegt, inkrustirt. Von besonderer Merkwürdigkeit ist die Quelle Huanca velica, 30 Meilen von Lima in Peru, welche durch Verdunstung ihres Wassers so viele feste Theile absetzt, dass dieselben als Quadersteine zu Bauten verwendet werden können. Man soll dieselben in jeder beliebigen Form erhalten können, wenn man das Wasser in passende Behälter laufen und dann ruhig verdampfen lässt.

Quellen, welche viele mineralische Bestandtheile enthalten, nennt man Mineralquellen oder auch, wenn sie zugleich wegen ihrer medizinischen Wirkungen geschätzt werden, Gesundbrunnen. Man hat sie in vier Hauptgruppen gebracht, nämlich in Sauerbrunnen, Bitterwasser, Schwefelwasser und Salzquellen.

Sauerbrunnen mit vorwiegendem Gehalt an Kohlensäure finden sich an gar vielen Orten. Pyrmont enthält nach Osann in 15 Unzen 44 Cubikzoll freie Kohlensäure, Fachingen 37, Selters 26, Kissingen 37. — Da in der Nähe vieler Säuerlinge das kohls. Gas von den Quellen getrennt aus dem Boden aufsteigt, so ist es wahrscheinlich, dass die letzteren ursprünglich aus süssem Wasser bestehen, das sich mit der aufsteigenden Kohlensäure mischt.

Gewöhnliche Bestandtheile der Säuerlinge sind noch kohls. Alkalien. Sauerbrunnen mit etwas vorwiegendem kohlens. Eisenoxydul nennt man Stahlwasser.

Die Bitterwasser zeichnen sich durch einen starken Gehalt an schwefelsaurer Bittererde aus, welche durch gegenseitige Zersetzung von Gyps und Dolomit entstehen kann.

Die Schwefelwasser haben gewöhnlich einen Geruch nach faulen Eiern und einen süsslichen Geschmack, was von einem Gehalt an Schwefelwasserstoffgas herrührt, das in vielen Fällen von einer Zersetzung des Gypses oder anderer schwefelsaurer Salze durch organische Substanzen entsteht. Oder es

entstehen aus dieser Zersetzung Schwefelmetalle, die nach Bischof wieder durch heisse Wasserdämpfe eine Zerlegung erfahren. Es gibt kalte und warme Schwefelwasser, letztere in grösserer Menge als erstere. Aachen, Nenndorf, Gastein, Barèges u. s. w. Reich an Salpeterquellen, wie auch an solchen, die schwefelsaures Kupfer enthalten, ist Ungarn. Letztere kommen auch bei Altenburg im sächsischen Erzgebirge, am Rammelsberg bei Goslar und zu Fahlun in Schweden vor.

Von allgemeiner Verbreitung sind die Salzquellen, welche einen starken Gehalt an Kochsalz, viele von ihnen aber auch geringe Mengen von Jod und Brom besitzen.

Borsäurehaltige Quellen gibt es eine bei Siena, eine andere auf Ischia, und Wasser mit Borsäure in Toskana an vielen Stellen der Maremmen. Nach Dumas und Payen entsteht die Borsäure dadurch, dass im Innern der Erde ein Lager von Schwefelbor mit Meerwasser in Berührung kommt, wodurch sich das Schwefelbor zu Schwefelwasserstoff und Borsäure zersetzt.

Manche Quellen enthalten auch brennbare Stoffe, wie Steinöl oder Naphtha, welche als specifisch leichtere Körper auf dem Wasser schwimmen. Dergleichen findet man z. B. in der Nähe der persischen Stadt Baku.

Bemerkenswerth ist noch, dass viele Quellen organische Stoffe mit schwachem Fleischbrühgeruche enthalten sollen. Es sind gallert- oder schleimartige Substanzen, die grösstentheils von Conferven und Infusorien herrühren. —

Ueber die Temperatur der Quellen später.

11. *Flüsse, Ströme.*

Das Quellwasser fliesst nach den Gesetzen der Schwere immer nach den tiefer gelegenen Stellen der Erdoberfläche und vereinigt sich zu Bächen, Flüssen und Strömen.

Die Gesammtheit der Quellen, Bäche und Flüsse, welche ihr Wasser einem Strome zutragen, bildet, den letzteren mit inbegriffen, ein Flusssystem, die Fläche aber, welche dieses bedeckt oder deren Wasser es ableitet, nennt man Stromgebiet. Derjenige Theil desselben, welcher die Mehrzahl der zugehörigen Quellen in sich fasst, heisst Quellengebiet.

Die Wasserscheide an einander grenzender Flusssysteme kann man sich unter dem Bilde einer Linie vorstellen, welche

theils auf dem Rücken der Gebirge, theils auf dem Flachlande fortgeht. Von ihr aus fällt das Wasser nach entgegengesetzten Richtungen. Die Wasserscheiden stehen übrigens mit den Gebirgsketten keineswegs in so inniger Beziehung, als man früher allgemein voraussetzte. Die Richtung eines Gebirges ist oft, wenn eine wirkliche Wasserscheide mit demselben in Verbindung tritt, sehr verschieden von der Richtung der letztern (Pyrenäen, Alpen), oder die Wasserscheide zieht sich auf der Ebene neben einer hohen Gebirgskette hin, wie man im Süden der Karpathen bei der Wasserscheide bemerkt, welche die Gewässer des Baltischen und Schwarzen Meeres von einander trennt; und oftmals treten die Wasserscheiden in grossen Ebenen auf, fern von hohen Gebirgszügen, was z. B. bei den meisten Gewässern Nordamerika's der Fall ist. Merkwürdig ist aber auf flachen Wasserscheiden die Verbindung zweier Flussgebiete durch die sogenannte Gabelung. Wenn nämlich der Hauptfluss sehr nahe an der Scheidungslinie selbst fortfliesst, so kann ein Theil seiner Wassermasse da, wo die genannte Linie eine Vertiefung darbietet, das ursprüngliche Thal verlassen und in das benachbarte übergehen, ohne aus diesem zurückkehren zu können. So stehen der Orinoco- und Amazonenstrom durch den Cassiquiare in Verbindung.

Bei jedem grossen Strome lassen sich drei Stufen seines Laufes unterscheiden, nämlich der Ober-, Mittel- und Unterlauf. Der erstere findet sich in der Nähe des Quellenbezirkes mit stark gegen den Horizont geneigtem Bette. Im Hochgebirge erscheint er als Gebirgsstrom durch die Vereinigung tobender und schäumender Wildbäche. Von den letzteren fliessen einige nur im Frühjahre beim Schmelzen des Schnees oder im Sommer nach Gewittern. Sie, die Wildbäche, wie der Gebirgsstrom, führen viele Felstrümmer mit sich und bedecken in flachen Thälern häufig das ganze Bett des Thalgrundes mit Kies und Sand. Da, wo der Strom aus dem Gebirgsland heraustritt, wird sein Lauf regelmässiger und seine Geschwindigkeit gleichförmiger. Hier beginnt sein Mittellauf, der die Bedingungen zu seiner Schiffbarkeit enthält. Je mehr sich aber die Stromlinie der Horizontalen nähert, desto geringer wird, bei sonst grosser Wassermasse, die Geschwindigkeit und Stosskraft der letzteren. Der Strom befindet sich in seinem Unterlaufe. Schlamm und

Sand, welche er mit sich führte, fallen in immer grösserer Menge zu Boden und nöthigen ihn, sich neue Wege zu suchen. Dadurch wird denn eine Zertheilung der Strommasse in mehr oder weniger zahlreiche Mündungen veranlasst.

Da ein Fluss immer die niedrigsten Stellen der Erdoberfläche einzunehmen sucht, so wird sein Lauf häufiger eine gekrümmte als eine gerade Bahn beschreiben. In der Regel nimmt die Anzahl der Krümmungen gegen die Mündung hin zu.

12. *Geschwindigkeit des strömenden Wassers.*

Dieselbe ist im Allgemeinen bedingt durch die Neigung des Bettes gegen den Horizont oder durch das Gefälle. Darum wird auch die Geschwindigkeit im Oberlaufe im Allgemeinen grösser als im Unterlaufe sein. Obgleich nun diese Geschwindigkeit nach dem Gesetze des beschleunigten Falles auf der schiefen Ebene zu beurtheilen ist, so hat man sich die letztere doch nicht im mathematischen Sinne zu denken, da das Flussbett, ähnlich wie das feste Land, Erhöhungen und Vertiefungen besitzt. Aus dem Höhenunterschied derselben ergibt sich das eigentliche Gefälle. In Anbetracht einzelner Flussstrecken ist das Gefälle bestimmt durch die Neigung des Wasserspiegels gegen den Horizont. Diese Neigung entspricht dem Höhenunterschiede oder vertikalen Abstande der beiden Endpunkte der betreffenden Flussstrecke.

Die Geschwindigkeit ist in verschiedenen Punkten eines und desselben Querschnittes (Wasserprofils) sehr ungleich. Sie ist an der Wandung des Flussbettes am kleinsten und nimmt von hier an, sowohl von den Seiten als von unten her, zu. Wegen des Druckes der oberen Schichten auf die unteren sollte sie mit der Tiefe zunehmen, aber wegen der Ungleichheit des Bodens und infolge der Reibung ist sie nahe an der Oberfläche am grössten. Den Ort, wo die Geschwindigkeit am grössten ist, nennt man den Stromstrich. Derselbe liegt bei geraden Flussstrecken in der Mitte, insgemein über der tiefsten Stelle im Bette, welche man die Stromrinne nennt. Bei gekrümmten Ufern befindet sich der Stromstrich in der Nähe des hohlen Ufers.

Die mittlere Geschwindigkeit eines Stromprofils ist diejenige, welche alle durch das Profil fliessenden Wassertheilchen

haben müssten, damit eben so viel Wasser hindurchgehe, als bei ungleicher Geschwindigkeit in verschiedenen Punkten des Profils wirklich durchfliesst. Die Geschwindigkeit ist gleichförmig, wenn die durch das Gefälle bewirkte Beschleunigung in jedem Augenblick von der durch Reibung und sonstige Widerstände herbeigeführten Verzögerung aufgehoben wird.

Die hier in Betracht kommenden Widerstände sind die Reibung zwischen Luft und Wasser an der Oberfläche, die Adhäsion an der Berührungsfläche zwischen Wasser und dem Strombette, Stösse der Wassertheilchen gegen die Hervorragungen des Flussbettes, endlich die Cohäsion und Reibung der Wassertheilchen aneinander. Die Luft wird die Bewegung der an der Oberfläche befindlichen Wassertheilchen hemmen. Ist die Luft selbst in progressiver Bewegung begriffen und zwar nach einer Richtung, welche der des strömenden Wassers entgegengesetzt ist, so wird die besagte Hemmung grösser ausfallen. Dagegen kann die Luft auch die Bewegung des Wassers begünstigen, wenn beide, Luft und Wasser, sich in derselben Richtung bewegen. Ferner ist ersichtlich, dass der Widerstand, welcher sich dem strömenden Wasser entgegenstellt, auch mit der Geschwindigkeit des letzteren in einer bestimmten Beziehung stehen muss. So wird mit wachsender Geschwindigkeit der Verlust an lebendiger Kraft vermöge der Stösse des Wassers gegen die hervorragenden Theile des Flussbettes zunehmen, wie denn auch, wenn die Geschwindigkeit wächst, mehr Wassertheilchen von der benetzten Wandung des Flussbettes und den minder stark bewegten Wasserschichten losgerissen werden müssen. Der von den Hervorragungen des Flussbettes herrührende Widerstand lässt sich dem Quadrat der Geschwindigkeit proportional setzen, weil mit wachsender Geschwindigkeit nicht allein die Anzahl der Stösse, sondern auch die Stärke derselben zunimmt, also bei doppelter Geschwindigkeit ein Theilchen doppelt so viele und doppelt so starke Stösse bekommt. Dagegen ist der auf der Reibung beruhende Widerstand proportional der relativen Geschwindigkeit, womit eine Wasserschicht an der zunächst angrenzenden vorbeigleitet, indem z. B. bei doppelter Geschwindigkeit ein Theilchen von doppelt so viel andern losgerissen werden muss. Ausserdem muss der Widerstand wachsen mit der Berührungsfläche zwischen Bett und Wasser, also mit dem

Umfange des Querprofils, hingegen mit dessen Inhalt abnehmen.

Im Hinblick auf gleichförmige Bewegung ist nach Eytelwein die Geschwindigkeit

$$v = 89{,}35 \sqrt{\frac{as}{lp}} \text{ Par. F.}$$

In dieser Formel bezeichnet $\frac{a}{l}$ das Gefälle bezogen auf die Stromlänge l, s den Flächeninhalt, p den Umfang des Querprofils. Sie ergibt sich aus der Proportion

$$r : r' = \frac{pv^2}{s} : \frac{p'v_1^2}{s'},$$

wo r und r' die Widerstände bei zwei verschiedenen Profilen bedeuten. Vorausgesetzt ist, dass der Widerstand dem Quadrate der mittleren Geschwindigkeit proportional sei.

Nach dem Fallgesetze finden nun die Beschleunigungen zweier Körper auf verschiedenen Ebenen ihren Ausdruck in den Formeln $\frac{a}{l}$, $\frac{a'}{l'}$, wenn a, a' die Höhen und l, l' die Längen der schiefen Ebenen bezeichnen. Unter Voraussetzung gleichförmiger Geschwindigkeit müssen diese Beschleunigungen durch die Widerstände r und r' aufgehoben werden. Daher hat man $\frac{a}{l} : \frac{a'}{l'} = \frac{pv^2}{s} : \frac{p'v'^2}{s'}$ und hieraus $v = v' \sqrt{\frac{l'p'}{a's'}} \cdot \sqrt{\frac{as}{lp}}$ oder $v = C \sqrt{\frac{as}{lp}}$.

Die Constante $C = v' \sqrt{\frac{l'p'}{a's'}}$ bestimmt sich durch directe Versuche über die Geschwindigkeit v', das Gefälle $\frac{a'}{l'}$, Profilumfang p' und Profilinhalt s' eines Stromes.

Bei Flüssen von unregelmässigem Strombette misst man die Geschwindigkeit an möglichst vielen Punkten des Stromprofils unmittelbar und leitet daraus näherungsweise die in der Zeiteinheit durchfliessende Wassermenge ab. Die mittlere Geschwindigkeit erhält man denn, wenn man die gefundene Wassermenge durch den Inhalt des Querprofils dividirt. Die Breite des letzteren sei in eine gewisse Anzahl Theile von der Ausdehnung n, n', n'', ... getheilt. Die diesen Theilen zugehörigen mittleren Tiefen seien t, t', t'', ... und die entsprechenden Geschwindigkeiten c, c', c'', ...; dann ist der Inhalt des ganzen Profils $F = nt + n't' + n''t'' + \ldots$ und die Wassermenge desselben $= ntc + n't'c' + n''t''c'' + \ldots$ Daher die mittlere Geschwindigkeit

$$v = \frac{ntc + n't'c' + n''t''c'' + \ldots}{nt + n't' + n''t'' + \ldots}.$$

Schiffbare Flüsse haben bei mässiger Strömung eine mittlere Geschwindigkeit von 2—4' in 1'', bei schneller Strömung aber eine solche von 4—10' in derselben Zeiteinheit.

Zur Bestimmung der Geschwindigkeit des strömenden Wassers gebraucht man sog. Rheometer oder Strommesser. Die Pitot'sche Röhre besteht aus zwei Schenkeln, welche rechtwinklig zu einander gestellt sind. Das in den horizontalen Schenkel einströmende Wasser steigt im vertikalen Schenkel auf, so dass sich aus der Höhe der gehobenen Wassersäule die Geschwindigkeit ermitteln lässt. Der Stromquadrant zeigt sie durch den Winkel an, den ein vom Strome fortgezogenes Pendel mit der Vertikalen bildet; der hydrometrische Flügel von Woltmann durch die Anzahl der Umdrehungen, welche 4 an einer Axe befestigte Flügel durch den Stoss des Wassers in einer gegebenen Zeit machen. Indessen erfährt man den numerischen Werth der Geschwindigkeit nicht sofort aus den Angaben solcher Instrumente, sondern erst auf dem Wege einer allerdings nicht complicirten Rechnung.

Beachtet man zwei verschiedene Querprofile eines Stromes bei gleich starkem Gefälle, so fliessen durch diese Profile in der Zeit t resp. die Wassermassen Fct und $F'c't'$, wenn F, F' die Inhalte beider Profile und c, c' die mittleren Geschwindigkeiten des Wassers in denselben bezeichnen. Es muss aber, falls der Fluss oder Strom sich im Beharrungszustande befindet, durch alle Profile in gleicher Zeit gleich viel Wasser fliessen. Daher $Fct = F'c't$ und $F : F' = c' : c$.

Da die mittlere Geschwindigkeit eines Stromes in verschiedenen Querprofilen, bei gleich starkem Gefälle, im umgekehrten Verhältniss mit dem Inhalte des Stromprofils steht, so muss die Geschwindigkeit zunehmen, wenn das Strombett sich verengt, dagegen bedeutend abnehmen, wenn der Strom grössere Seebecken durchfliesst. Durch eine starke Verengerung des Strombetts bei starkem Gefälle entstehen die sog. Stromschnellen, die namentlich da von Bedeutung sind, wo das Wasser zwischen Felsen zusammengedrängt wird. Es gehören hierher die Stromschnellen des Connecticut und Amazonenstromes.

Die grösste Geschwindigkeit erreicht der Strom in Wasserfällen, weil hier das Maximum des Gefälles eintritt. Dabei kann der Fall vorkommen, dass das Wasser bei stark zurücktretendem Felsen diesen gar nicht berührt. Es ist dann

nur der Widerstand der Luft zu überwinden, welche sich mit dem Wasser mengt und dasselbe in grösserer oder geringerer Masse staubartig zertheilt. Hierher gehören der Staubbach in Lauterbrunn, 900′ hoch, der obere Reichenbach in Hasli, 200′ hoch, der Niagarafall, 160′ hoch und 4000′ breit. Bei minder starkem Gefälle entstehen auf unebenem (terrassen-, treppenartigem) Felsbette die sog. Katarakten. Durch theilweise Unebenheiten des Strombettes entstehen auch die sog. Strudel, Wirbel und Widerströme.

Es ist eine Folge der verschiedenen Geschwindigkeiten an verschiedenen Stellen des Querprofils, dass die Oberfläche des letzteren mehr oder minder convex ist. Sie ist convex, wenn der Punkt der grössten Geschwindigkeit mit dem Stromstriche, also bei geraden Flussstrecken mit der Mitte des Profils zusammenfällt, und zwar um so mehr, je grösser die Geschwindigkeit in der Mitte im Vergleich zu derjenigen am Rande ist. Da nämlich der Druck, welchen das strömende Wasser ausübt, in verschiedenen Punkten eines Querprofils je nach den verschiedenen Geschwindigkeiten ein ungleicher ist, so müssen die schneller fliessenden Theile, von welchen eben ein geringerer Druck ausgeht, sich zur Herstellung eines gewissen Gleichgewichtes über die langsamer fliessenden erheben, indem das hydrostatische Gleichgewicht verlangt, dass alle vertikalen Wasserfäden eines Querprofils gleichen Druck empfangen und fortpflanzen. Die Erhebung des Wassers wird also am Orte der grössten Geschwindigkeit am stärksten sein. Nach Anderen soll die Convexität bloss die Folge einer lokalen Eigenschaft des Flussbettes sein und namentlich da eintreten, wo das letztere sich plötzlich eng und trichterförmig nach unten zusammenzieht.

Fig. 7.



13. *Wassermenge der Ströme.*

Die Grösse der Flüsse und Ströme hängt von der Länge, Breite und Tiefe derselben ab. Im Allgemeinen ist die Wassermenge eines Flusses um so grösser, je länger sein Lauf und je grösser die Anzahl der Nebenflüsse ist, die demselben ihr Wasser zuführen und mit ihm zusammen ein Stromgebiet bilden. Die

Wassermenge, welche in der Zeiteinheit durch das Querprofil eines Flusses strömt, ist nicht immer dieselbe, da theils durch häufige Regengüsse, theils durch das Schmelzen des Schnees, theils auch durch den Eisgang ein Anschwellen der Flüsse bewirkt wird. Die Anschwellungen des Nils und die damit verbundenen Ueberschwemmungen des Landes sind periodisch, weil sie von periodischen Regengüssen herrühren.

Bei einigen Flüssen des mittleren Europa hat man eine Verminderung der mittleren Wassermasse beobachtet, deren Ursache theils in lokalen Aenderungen des Flussbettes, theils wohl auch in einer Verminderung der atmosphärischen Niederschläge zu suchen ist.

Die Wassermenge, welche alle Flüsse zusammen dem Meere zuführen, könnte nur dann ermittelt werden, wenn eine genaue Bestimmung der mittleren Geschwindigkeit und des Durchschnitts aller Flüsse vorausgegangen wäre. Im Allgemeinen pflegt man die Wassermenge der einzelnen Flüsse der Grösse ihrer Stromgebiete proportional zu setzen. Muncke veranschlagte mit Rücksicht auf die Stromanschwellungen durch Regen die jährliche dem Meere zufliessende Wassermenge auf 75 Cubikmeilen.

14. *Beschaffenheit des Flusswassers.*

Diese hängt, wie auch die Farbe desselben, theils von den Stoffen ab, welche ihm durch das Quellwasser zugeführt werden, theils von denen, die es aus seinem Bette aufnimmt. Indessen ist es im Allgemeinen chemisch reiner und weicher als das Quellwasser, da es verhältnissmässig nur wenig an Salzen enthält. Doch gibt es auch hie und da Flüsse, welche Kochsalz oder Kalkerde in grosser Menge mit sich führen. Sehr gross ist aber oft die Masse fester, mechanisch beigemengter Theilchen.

Aus chemischen Analysen hat sich ergeben, dass das Flusswasser im Sommer weniger reich an mineralischen Bestandtheilen ist als im Frühjahre. — Wegen des geringeren specifischen Gewichtes des süssen Wassers schwimmt das Flusswasser beim Einmünden ins Meer zunächst auf der Oberfläche des letzteren.

15. *Oceanische und kontinentale Ströme.*

Obgleich die meisten Ströme ins Meer fliessen, so gibt es doch auch solche, welche theils in Seen münden, theils in ihrem Bette versiegen. Deshalb unterscheidet man nach Berghaus oceanische und kontinentale Ströme. Letztere zeigen sich am grossartigsten in der nordöstlichen Hälfte der alten Welt.

Das Schwinden der Flüsse rührt von Löchern im Flussbette her, welche das Wasser nach und nach verschlucken. Dies zeigt sich namentlich im Jurakalkstein. Auf solche Weise verschwinden manche Flüsse ganz, während andere sich eine Strecke unter die Erde verlieren und hierauf wieder zum Vorschein kommen.

16. *Seen.*

Im Allgemeinen versteht man unter Seen mehr oder weniger grosse mit Wasser angefüllte Vertiefungen der Erdoberfläche.

Es gibt Seen, welche Zu- und Abfluss haben. Wenn ein Fluss in seinem Laufe in eine kesselförmige Vertiefung geräth, so kann er diese von der einen Seite her ausfüllen und auf der anderen wieder daraus abfliesen. So geschieht es bei allen Seen in den Thälern der grossen Gebirgsketten und den benachbarten Ebenen. Genfersee, Bodensee, Thuner, Waldstätter, Züricher See, u. s. w.

Es kann aber auch sein, dass ein Fluss in einer derartigen Vertiefung sich so ausbreitet, dass der Zufluss und der Verlust durch Verdunstung sich das Gleichgewicht halten. In diesem Falle hat der See einen Zu-, aber keinen Abfluss. Dahin gehören namentlich der kaspische See und das todte Meer.

Wenn aber eine wasserreiche Quelle oder deren mehrere in einer kesselförmigen Vertiefung hervortreten, so wird das Wasser die letztere so weit ausfüllen, bis es einen Abfluss findet. Auf diese Weise entstehen Seen mit einem Ab-, aber ohne sichtbaren Zufluss. Dergleichen Seen kommen meist in den Hochthälern grosser Gebirgsketten, jedoch hier und da auch auf dem flachen Lande vor.

Endlich gibt es auch noch Seen ohne sichtbaren Zu- und ohne sichtbaren Abfluss, die meist nur klein sind. Ihr Ursprung ist darin zu suchen, dass Regen- und

Schneewasser in den Kratern erloschener Vulkane oder in alten Erdfällen oder aber in einfachen Vertiefungen des Bodens mit thoniger Grundlage zusammenläuft. Natürlich ist ihr Wasserstand von dem Wechsel der atmosphärischen Niederschläge sehr abhängig.

Einige Seen entleeren sich in trocknen Zeiten und füllen sich dann wieder in nassen Monaten und Jahren. So der Zirknitzer See in Krain. Die Ursache liegt in der Struktur des Seebeckens, das aus stark zerklüftetem Kalkstein besteht.

Die geographische Verbreitung der Seen ist von der Art, dass dieselben in der nördlichen Erdhälfte in grösserer Zahl vorkommen als in der südlichen, in der kalten und gemässigten Zone aber wieder häufiger als in der heissen.

Die Grösse der Seen ist sehr verschieden. Einer der grössten ist der kaspische mit 7000 Quadratmeilen. Grosse und tiefe Seen kommen vor in nördlichen Amerika, Russland, Schottland, Skandinavien und der Schweiz. Die Tiefe der Seen ist nicht minder sehr verschieden. Die grösste Tiefe des Genfer See's soll 920, des Bodensee's 850 und des Vierwaldstädter 900' betragen. Auch ist der mittlere Wasserstand der Seen, gleich dem der Flüsse, veränderlich.

Bei den meisten grösseren Seen hat man wahrgenommen, dass der Wasserspiegel innerhalb einer gewissen Zeit ohne auffällige Strömung sich erhebt und dann wieder sinkt. Diese Niveauveränderungen wurden zuerst auf dem Genfer- und Bodensee beobachtet, und an jenem Seiches, an diesem Ruhss genannt. Dieselben sind da, wo der See abfliesst, am stärksten, und um so häufiger, je veränderlicher der Zustand der Atmosphäre ist. Die Ursache dieser Erscheinung liegt wahrscheinlich in dem wechselnden ungleichen Druck der atmosphärischen Luft. Im Genfersee beträgt die Erhebung des Wassers etwa 4—5 Fuss, im Bodensee aber nur 4—5 Zoll.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass in früheren Epochen der Erdbildung die Anzahl der Seen grösser gewesen ist. Ueberdies hat man bemerkt, dass fast alle unsere europäischen Seen eine mehr oder weniger grosse Abnahme der Wassermenge erleiden. So werden die Betten der Alpenseen fortwährend durch die Geschiebe der einströmenden Flüsse, diejenigen der Flachlandseen durch das Einströmen lockerer Sand-

und Erdmassen erhöht. Aber auch an den Seen anderer Welttheile hat man die Beobachtung gemacht, dass das Gleichgewicht zwischen der Quantität des einströmenden und derjenigen des verdampfenden Wassers gestört ist.

In Hinsicht auf den kaspischen See ist es wahrscheinlich gemacht, dass sein Umfang einst grösser war und dass er mit dem Schwarzen Meere und dem Aralsee in Verbindung gestanden hat.

17. *Beschaffenheit des Seewassers.*

Das Wasser der Landseen zeichnet sich durch einen hohen Grad von Durchsichtigkeit aus, womit seine Färbung im wesentlichen Zusammenhange steht. Wenn nämlich die Tiefe eines Sees so gross ist, dass die Lichtstrahlen seinen Grund entweder gar nicht oder doch nur in sehr geringer Menge treffen, so werden die von ihm reflectirten Lichtstrahlen absorbirt, ehe sie wieder zur Oberfläche gelangen. Können aber die Lichtstrahlen den Grund des Sees in grösserer Menge treffen, so werden sie von ihm in das Auge reflectirt, was zur Folge hat, dass uns das Wasser in der Farbe des Grundes erscheint, jedoch modificirt durch die dem Wasser eigenthümliche Farbe. Doch kommt es dabei auch auf die Richtung an, in welcher man die Oberfläche des Sees betrachtet. Es folgt von selbst, dass die Farbe bei mehr oder weniger bedecktem Himmel eine andere sein muss. Aber auch die Winde haben einen Einfluss auf die Färbung des Seewassers. So erscheint sie bei Stürmen grau, bei heftigem Winde, der die Oberfläche nur kräuselt, grau- oder silberweiss. Modificationen anderer Art werden herbeigeführt durch Substanzen, welche die Zuflüsse herbeibringen, u. dgl.

In Bezug auf die chemische Beschaffenheit des Wassers theilt man die Seen in Süsswasser- und Salzseen. Das Wasser der ersteren ist gewöhnlich sehr rein. Zu ihnen gehören alle, die einen Abfluss haben. Salzseen, von denen manche mit Kochsalz gesättigt sind, finden sich vorzugsweise in Innerasien. Andere enthalten aber auch bittere und alkalische Salze. Das todte Meer enthält nach Gmelin in 1000 Theilen 117,7 Theile Chlormagnesium, 70,8 Theile Chlornatrium, 16,7 Theile Chlorkalium, 32,1 Theile Chlorcalcium etc., überhaupt 245,3 feste

Bestandtheile. Specifisches Gewicht = 1,21223. Manche Seen, namentlich in Aegypten, aber auch in Ungarn, enthalten kohlensaures Natron, das vielleicht durch die gegenseitige Zersetzung des Chlornatriums und der kohlensauren Kalkerde entsteht.

18. *Sümpfe, Moräste.*

Wenn Wasser unter gewissen örtlichen Umständen sich in einer Vertiefung dergestalt ansammelt, dass es nicht, wie in Seen, ablaufen kann, so entstehen Sümpfe und Moräste, Brüche oder Moore. Durch Vermischung mit erdigen und vegetabilischen Bestandtheilen hat das Wasser seine flüssige Beschaffenheit mehr oder weniger eingebüsst. Am meisten ist dies bei Morästen der Fall, während sich bei Sümpfen noch ein reiner Wasserspiegel zeigt. Sie entstehen durch den Zufluss theils von Quellen, theils von Regenwasser oder auch durch das Uebertreten von Flüssen und Strömen auf niedrigem Boden, der gewöhnlich auf einer Unterlage von Thon ruht. Das sich ansammelnde Wasser bleibt dann stehen, wenn es an hinreichender Verdunstung fehlt. Auf ähnliche Weise bilden sie sich auch in höheren Gebirgsgegenden, besonders da, wo die Unterlage aus krystallinischen Felsarten besteht.

Die Moräste sind stets mit einer grossen Menge von Pflanzen angefüllt, deren Wurzeln sich auf die mannigfachste Weise in einander verflechten. Hierher gehören auch die sogenannten schwimmenden Inseln, die zuweilen selbst in wirklichen Seen vorkommen. Sie sind nichts anderes als Bruchstücke der eben erwähnten Vegetation, welche, falls sie specifisch leichter als Wasser sind, von diesem gehoben und vom Boden losgerissen werden. Durch Verwesung dieser Vegetation entstehen auch die Torfmoore, deren Bildung wir später etwas genauer betrachten werden. Durch Aushauchen von Miasmen wirken aber die Sümpfe schädlich auf die thierischen Organismen. So namentlich in Europa die pontinischen Sümpfe bei Rom und die Maremmen an den Küsten von Toskana; dann alle Sümpfe in den heissen Ländern der Tropenzone.

19. *Meer.*

Wir haben schon früher das Weltmeer oder den Ocean als die grösste zusammenhängende Wassermasse bezeichnet,

welche die ausgedehntesten Vertiefungen der Erdoberfläche füllt, und allenthalben das feste Land umgibt. Die Grenzen des Weltmeeres aber, welche meist unregelmässig gekrümmt sind, nennt man Ufer oder Küsten. Sie bestehen entweder aus steilen Felswänden, mitunter von sehr bedeutender Höhe, oder aus einzeln hervorspringenden Felsen, oder endlich aus mehr oder minder geneigten Ebenen. Die ersten heissen Steil-, die dritten Flachküsten. Diese ziehen sich in geraden, nur wenig gekrümmten Linien fort, bei jenen finden sich aber weit ins Land dringende Baien und Buchten. Deshalb sind auch die Steilküsten der Schifffahrt günstiger als die Flachküsten.

Die Klippenküsten sind häufig, namentlich in den polwärts gelegenen Theilen der Erde, den Steilküsten vorgelagert; sie ragen entweder aus dem Meeresspiegel hervor oder bleiben unter demselben zurück. Im letzteren Falle nennt man sie blinde Klippen, welche den Seefahrern nicht selten gefährlich werden, im ersteren aber gesunde Klippen.

20. *Beschaffenheit des Meeresgrundes.*

Obschon der Meeresgrund wenig bekannt ist, so ist es doch im hohen Grade wahrscheinlich, dass er im allgemeinen dieselben Hauptbodenformen darbietet, wie das feste Land. Es zeigt Erhöhungen und Vertiefungen, Gebirgszüge und Tafelländer neben weit ausgedehnten Ebenen. Aus dem Umstande, dass die meisten Inseln in demselben Zuge wie die Gebirgsketten des nahen Festlandes liegen, scheint zu folgen, dass die letzteren selbst unter dem Meere fortlaufen. Die niederen Koralleninseln der Südsee sind von den Madreporen auf ausgedehnten submarinen Hochflächen aufgebaut, was auch von den grossen Bänken gilt, die im Meere als seichte Stellen erscheinen und an deren Rändern das Wasser eine sehr bedeutende Tiefe zeigt. Das indische Meer hat zwei solcher Bänke nahe unter demselben Meridiane, nämlich die Saya de Malha- oder die Panzer-Bank und die Nazarethbank, erstere 48, letztere 50 Meilen lang. Im südlichen Theil des atlantischen Oceans liegt zwischen den Parallelen von 16 und 19° die 45 Meilen lange Abrolhosbank. Auch ist es wahrscheinlich gemacht, dass im nordatlantischen Ocean zwischen den Parallelen von 20 und 45° sich ein schma-

les Seehochland ausstreckt, dessen Meeresspiegel den Namen „Mar de Sargasso“ führt.

Aus dem Vorstehenden folgt, dass die **Tiefe** des Meeres an verschiedenen Orten sehr verschieden sein muss. Im allgemeinen ist der offene Ocean tiefer als die Binnenmeere, die Meerbusen und die Baien. Wenn man sich vom festen Lande entfernt, nimmt die Tiefe um so schneller zu, je steiler die Küsten aufsteigen. Indessen kann man keineswegs behaupten, dass die Tiefe des Meeres genau der Höhe des umliegenden Landes entspreche. — Mit zunehmender Breite scheinen die Meerestiefen ziemlich regelmässig abzunehmen. Nach Angaben von G. Bischof (s. N. 23.) ist das Meer in 36° 49′ südl. Breite 26mal so tief als in 71° 28′ nördl. Breite. Die mittlere Tiefe der Meere schätzt man etwa 10mal grösser als die mittlere Erhebung der Continente.

Die einfachsten Mittel, die Tiefen des Meeres und der Seen zu messen, sind das Senkblei, das aber nur bei geringen Tiefen angewendet werden kann, und einige sogenannte Bathometer (Tiefenmesser). Die letzteren bestehen gewöhnlich aus zwei vermittelst eines Seils verbundenen Körpern, von denen der eine specifisch leichter, der andere specifisch schwerer als das Wasser ist. Wenn man sie ins Wasser bringt, macht sich der specifisch leichtere vom anderen los, sobald er den Meeresboden erreicht hat. Aus der Zeit nun, welche vom Augenblick des Untersinkens bis zum Emportauchen verfliesst, lässt sich die Tiefe berechnen. Andere Bathometer bestimmen den Druck, den ein eingeschlossenes Luftvolum vom Wasser erfährt, woraus denn wieder die Tiefe ermittelt wird. (Piezometer.)

21. *Farbe des Meeres.*

Dieselbe wird häufig als eine blaugrüne bezeichnet, in der jedoch bald das Blau, bald das Grün vorherrscht, letzteres an den Küsten, ersteres entschieden auf dem offenen Ocean. Es verhält sich mit ihr auf ganz ähnliche Weise wie mit der Farbe der Seen. Das Wasser ist in geringeren Mengen farblos, bei grösserer Menge aber entschieden blau, indem es das einfallende weisse Licht hinsichtlich seiner verschiedenartigen Strahlen in einem bestimmten Verhältnisse absorbirt, durchlässt und reflectirt, so dass dabei vorherrschend die sog. blauen Strahlen zu Tage treten. Doch wird auf solche Weise erst bei Massen von grösserer Dicke die blaue Farbe auffällig hervortreten, also nament-

lich bei dem Wasser der tieferen Seen und des Meeres, dessen Farbe man auch wohl sonst von dem reflectirten Blau des Himmels ableitet, das dabei einen gewissen Einfluss ausüben mag, aber doch nicht als Ursache der blauen Farbe des Meerwassers angesehen werden kann. Je nach den Umständen kann es auch hier an verschiedenen Modificationen nicht fehlen. Dahin gehört z. B. eine geringere Tiefe, welche erlaubt, dass eine grössere Menge Sonnenlichts zum Boden dringt und von diesem reflectirt wird. So können denn auch Untiefen und selbst Strömungen aus dem Farbenwechsel des Meerwassers erkannt werden. Beigemengte organische Stoffe müssen gleichfalls eine Abänderung der natürlichen Farbe hervorbringen.

Das Meerwasser als solches besitzt, wenigstens in geringer Menge, eine fast völlige Durchsichtigkeit und daher auch in grösseren Massen einen hohen Grad von Klarheit. An den westindischen Inseln ist es so durchsichtig, dass man auf dem mit Sand bedeckten Boden jeden Gegenstand erkennen kann.

Zu den prachtvollsten Erscheinungen des Meeres rechnet man das Leuchten desselben, das sich nach Humboldt am überraschendsten zeigt, wenn ein Schiff das Meer durchschneidet und die Wogen vom Kiele aufwärts sich mit einem Lichtglanze bis zur Oberfläche erheben oder wenn die Wogen brechen und schäumen. Man sieht es in allen Breiten, am schönsten jedoch in der Aequatorialzone. Es unterliegt keinem Zweifel mehr, dass diese Erscheinung grösstentheils durch leuchtende Thierchen hervorgebracht wird, die theils den Mollusken und Crustaceen, theils den Infusorien angehören. Die letzteren sind gallertartige durchsichtige Körper von kugelförmiger Gestalt und etwas bräunlicher Farbe. Ihr Leuchten scheint durch Wärme und Reibung begünstigt zu werden. Auch deuten Beobachtungen darauf hin, dass die leuchtenden Thierchen durch besondere Witterungsverhältnisse an die Oberfläche gelockt werden, wonach also der Zustand der Atmosphäre einen Einfluss auf dieses Phänomen zu haben scheint.

22. *Chemische Beschaffenheit des Meerwassers.*

Das Meerwasser zeichnet sich durch einen eigenthümlichen salzigen und bitteren Geschmack aus, der von verschiedenen darin aufgelösten Salzen herrührt. Der vorherrschende Bestand-

theil ist Kochsalz, daneben enthält es noch in geringerer Menge Chlormagnesium und Chlorkalium, schwefelsaure Kalk- und Talkerde, schwefelsaures Natron, kohlensaure Kalk- und Talkerde, kohlensaures Kali und Spuren von Brom und Jod, auch etwas freie Kohlensäure. Der Salzgehalt des Meerwassers ist nicht allein in verschiedenen Meeren, sondern auch in verschiedenen Längen- und Breitengraden ungleich. Sehr salzreiches Wasser enthält der atlantische Ocean, der in seinem westlichen Theile wieder salziger als in seinem östlichen ist. Der ungleiche Salzgehalt an verschiedenen Stellen rührt wohl vornehmlich von einer ungleichen Verdunstung des Wassers, sowie von der ungleichen Menge atmosphärischer Niederschläge her. Das specifische Gewicht des Meerwassers ist aber so verschieden als sein Salzgehalt, aber immer grösser als das des Süsswassers. Wenn das Meerwasser ruhig steht, so gehen die darin befindlichen organischen Stoffe leicht in Fäulniss über und es haucht dann penetrante Gerüche aus, was namentlich in den tropischen Strandgegenden der Fall ist.

23. *Die Bewegungen des Meeres.*

Das Meer, sich selbst überlassen, müsste in Ruhe verharren, wenn nicht äussere Ursachen fortwährende Störungen des Gleichgewichts bewirkten. Die auffallendsten hieraus hervorgehenden Bewegungen des Meeres sind bekannt unter den Namen des Wellenschlages, der Ebbe und Fluth und der Strömungen. Letztere zerfallen in beständige, periodische und unregelmässige. Doch können hierdurch keine anhaltenden Ueberfluthungen der Continente herbeigeführt werden, da das Gleichgewicht des Meeres ein stabiles ist. Die Bedingung zu demselben liegt in der Thatsache, dass die mittlere Dichtigkeit der Erde grösser als diejenige des Wassers ist.

a. *Wellenbewegung.*

Die Ursache derselben liegt in dem Stosse des Windes auf die Oberfläche des Wassers. Bewegt sich der Wind mit der letzteren parallel, so veranlasst er die Wellen durch Reibung, trifft er dagegen die Oberfläche in schiefer Richtung, so wirkt er auf ähnliche Weise wie ein in das Wasser geworfener Körper. Um die getroffene Stelle bilden sich dann ringsum

abwechselnde Erhabenheiten und Vertiefungen, welche nach allen Richtungen gleichförmig fortschreiten. Den einzelnen Wassertheilchen kommt dabei keine eigentlich fortschreitende Bewegung zu. Man gewahrt dies schon, wenn die Welle einem im Wasser schwimmenden Körper begegnet. Dieser hebt und senkt sich um die Höhe und Tiefe der Welle, ohne dass ihm selbst eine fortschreitende Bewegung mitgetheilt wird.

Jede vollständige Welle besteht aus zwei Haupttheilen, von denen der eine über die gewöhnliche Oberfläche des Wassers erhoben, der andere unter dieselbe vertieft ist. Der erste heisst Wellenberg, der zweite Wellenthal.

Es ist die Schwere der einzelnen Wassertheilchen, welche das gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen strebt. Während sich nun eine Welle regelmässig ausbreitet, beschreiben die einzelnen Wassertheilchen krumme in sich zurückkehrende Bahnen, welche in einer vertikalen Ebene liegen. Diese Bahnen sind anscheinend Ellipsen, die sich der Kreisform nähern. Beschreibt nun ein Theilchen den über der Horizontalfläche liegenden Bogen, so bildet es einen Theil des Wellenberges; durchläuft es den unterhalb des Wasserspiegels liegenden Bogen, so gehört es zum Wellenthal. Indem die einzelnen Wassertheilchen, welche in der Richtung der Wellenfortpflanzung liegen, successiv in diese schwingende Bewegung gerathen, schreitet die Welle selbst fort, und zwar in der Art, dass sie um eine ganze Wellenlänge fortkommt, während ein Theilchen eine vollständige Schwingung vollendet. Die Entfernung von einem Theilchen bis zum nächsten, das sich mit ihm in gleichem Schwingungszustande befindet, ist gleich einer Wellenlänge. Also die Entfernung von dem Gipfel eines Wellenberges bis zum Gipfel des nächsten oder die Entfernung von der Mitte eines Wellenthales bis zur Mitte des nächsten. Jedes schwingende Theilchen wiederholt seine Umdrehung mehrmals, aber in immer kleineren Bahnen und in immer kürzerer Zeit. Wie viele Umläufe es macht, so viele Wellen gehen an dem Orte, wo es sich bewegt, vorüber.

Die Geschwindigkeit, womit die Welle selbst sich fortpflanzt, hängt von ihrer Breite und Höhe ab, welche beide wieder durch die wellenerregende Kraft bestimmt werden. Je stärker der Stoss des Windes, desto grösser die Welle. Mit

Verminderung der Tiefe der Flüssigkeit nimmt die Geschwindigkeit unter sonst gleichen Umständen ab. Bei mässigem Winde beträgt die Geschwindigkeit der Wellenbewegung 10, bei lebhaftem 30 Seemeilen in einer Stunde. Die mittlere Höhe der gewöhnlichen Meereswellen lässt sich zu 6—8′ schätzen, ihre absolute zu 12—20′. Die letztere ist gleich der Summe aus der Höhe des Wellenberges und der Tiefe des entsprechenden Wellenthales. Die Tiefe, bis zu der sich die Wellenbewegung überhaupt erstreckt, kann mehrere 100′ betragen. Nach den Versuchen der Brüder Weber ist die schwingende Bewegung der Flüssigkeitstheilchen selbst in einer Tiefe, welche der 350maligen Höhe der Welle über der Oberfläche gleich kommt, noch sehr wohl wahrnehmbar.

Die Ursachen, welche die Vergrösserung der Meereswellen bedingen, sind namentlich die fortgesetzte Wirkung des Windes auf diejenigen Wellenstücke, welche in der Richtung des Windes fortgehen, sodann die Vereinigung mehrerer nach einer gemeinschaftlichen Richtung fortschreitender, kleinerer Wellenstücke zu einer grösseren Welle, drittens der Druck, durch welchen jede vorausgehende Welle die ihr zunächst nachfolgende unterstützt und vergrössert, oder auch neue Wellen nach sich erregt, endlich die Durchkreuzung von Wellen, die in entgegengesetzten Richtungen fortgehen.

Wenn zwei verschiedene Wellen sich kreuzen, so entsteht dann aus zwei Wellenbergen ein einziger, dessen Höhe fast der Summe beider gleich ist, und ebenso aus zwei Wellenthälern ein einziges, das beinahe die doppelte Tiefe des einzelnen hat.

Von dem Druck des Windes auf höhere Wellen (resp. von der Reibung der Luft an dem Wasser) rührt das sogenannte Kräuseln oder Schäfeln der Wellen her.

Wenn die Wellen an Felsen anschlagen, so wird ihre Geschwindigkeit plötzlich gehemmt, es entsteht eine Reflexion der Wellenbewegung und, indem die nachfolgende Welle die vorhergehende einholt, ein Ueberstürzen der Wellen. Jede folgende Welle drängt und hebt die vorhergehende, worauf die gehobene Wassermasse in Gestalt von kleinen Wellen über die neu ankommenden zurückrollt. Auf diese Weise bilden sich an vom Wasser bedeckten Felsriffen die sogenannten B r e c h e r und an steilen, felsigen Küsten die B r a n d u n g e n.

Bei sehr heftigem Winde kann durch den Druck der Luft gegen das Wasser die Erhebung der Wellenberge gehindert werden. Lässt dann aber der Sturm plötzlich nach, so schlägt das Meer nun grössere Wellen als vorher, — eine Erscheinung, die unter dem Namen der hohlen See bekannt ist. Ueberhaupt aber dauert die Wellenbewegung noch eine Zeit lang fort, nachdem der Wind sich bereits gelegt hat.

b. *Ebbe und Fluth.*

Hierunter versteht man allgemein ein periodisches Sinken und Steigen unter und über die Normaloberfläche des Meeres, in der Art, dass in der offenen See das Wasser von Osten her anschwillt und nach Westen hin wieder abfliesst. An den Küsten fliesst das Wasser während der Fluth denselben allmählig zu, bei der Ebbe dagegen von ihnen hinweg. Den Wechsel von Ebbe und Fluth nennt man auch die Gezeiten. Diese Erscheinungen zeigen drei regelmässige Veränderungen, welche durch die tägliche und jährliche Bewegung der Erde und durch die Bewegung des Mondes um die Erde bedingt sind. In 24 Stunden und 50 Minuten oder vielmehr zwischen zwei nächsten Culminationen des Mondes wechseln Ebbe und Fluth zweimal, so dass von einer Ebbe und Fluth bis zur nächsten 12 Stunden 22 Min. und 30 Secunden vergehen. Jeden Tag treten Ebbe und Fluth 49½ Min. später ein, und kehren erst nach 29 Tagen 12 Stunden 44 Minuten wieder auf die Zeit ihres ersten Anfanges zurück. — Die absolute Höhe und Tiefe der Fluth und Ebbe ist am grössten 1½ Tage nach dem Neu- und Vollmonde, am kleinsten etwa eben so lange nach dem ersten und letzten Viertel (Spring- und Nippfluth). Je näher der Mond der Erde, desto höher die Fluth, desto tiefer aber auch die Ebbe. Um die Zeit der Nachtgleichen ist die Springfluth in den Syzygien (Neu- und Vollmond) viel stärker als sonst. Das Umgekehrte findet zur Zeit der Sonnenwenden statt. Auch ist sie in den Wintermonaten des Morgens stärker als des Abends, während es sich im Sommer umgekehrt verhält. Die grössten Fluthen kommen vor, wenn zur Zeit der Nachtgleiche ein Neu- oder Vollmond mit der Erdnähe des Mondes und der Sonne zusammentrifft.

Aus dem Vorstehenden folgt, dass diese Erscheinung in unverkennbarem Zusammenhange mit den Mondphasen und zum Theil auch mit der Stellung der Erde zur Sonne steht. Wir können hieraus schliessen, dass sie keinen anderen Grund hat als die Anziehung der genannten Himmelskörper, wobei jedoch der Mond wegen seiner Nähe eine vorwiegende Wirkung ausüben muss.

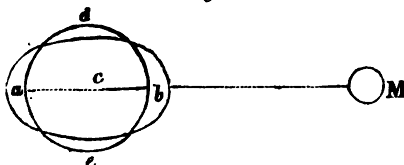


Fig. 7.

Es sei *M* der Mond und *abde* die Erde, welche wir uns der Einfachheit wegen ganz mit Wasser bedeckt denken wollen. Die Anziehung, welche *M* auf die Erde ausübt, wird in dem Punkte *b* stärker sein als in *c*, und hier wieder bedeutender als in dem gegenüberliegenden Punkte *a*. Das Wasser muss nun in Folge dieser Anziehung und vermöge der Beweglichkeit seiner Theilchen von allen Seiten her einen Antrieb zur Bewegung nach dem Punkte *b* hin erlangen und hier eine Fluthwelle erzeugen. Aber auch auf der entgegengesetzten Seite *a* wird, eben weil hier die Anziehung geringer als in *c* ist, eine Entfernung des Wassers von diesem Punkte, also eine Erhebung desselben in *a* stattfinden. Dort entsteht eine Zenith-, hier eine Nadirfluth. Gleichzeitig muss aber in den Punkten *e* und *d* ein Sinken des Wassers, d. h. Ebbe eintreten. Wegen der Rotation der Erde von W. nach O. werden aber die letzterwähnten Punkte nach einer gewissen Zeit nahe in dieselbe Stellung zum Monde kommen, die vorher *a* und *b* einnahmen. Alsdann muss sich in diesen Ebbe, in jenen Fluth zeigen. Auf ähnliche Weise wirkt die Sonne, nur, wegen ihrer weit grösseren Entfernung, schwächer und weniger ungleich auf diametral gegenüber liegende Punkte der Erde. Je nach ihrer Stellung zur Erde werden die beiden Himmelskörper zusammen oder wider einander wirken. Das Erste geschieht zur Zeit des Neumonds, wo Sonne und Mond auf derselben Seite der Erde sich befinden und durch vereinigte Anziehung (in derselben Richtung) die Zenithfluth verstärken; dann aber auch zur Zeit des Vollmondes, wo Sonne und Mond sich diametral gegenüberstehen. In diesem Falle verstärkt die Sonne die Nadirfluth. Zur Zeit

der Quadraturen jedoch, wo Sonne und Mond rechtwinklig zur Erde stehen, erzeugt die Anziehung des Mondes da eine Fluth, wo die Sonne eine Ebbe bewirkt. Beide Wirkungen schwächen sich also und es entsteht eine sogenannte Nippfluth.

Auf Grund dieser Principien lassen sich die Erscheinungen der Ebbe und Fluth einer genaueren Rechnung unterwerfen, deren Resultate mit den beobachteten ziemlich nahe übereinstimmen. Man sieht leicht ein, dass es in der Wirklichkeit an mancherlei Modificationen nicht fehlen kann. Hierher gehört namentlich der Einfluss des festen Landes. Nicht allein die Richtung, sondern auch die Geschwindigkeit des Zu- und Abströmens erleidet durch die Lage und Krümmungen der Küsten und durch andere Umstände eine merkliche Abänderung. Hierdurch kann es geschehen, dass an einem Tage statt zwei Fluthen nur eine stattfindet, was man für manche Orte auf die Interferenz zweier Fluthwellensysteme zurückzuführen gesucht hat. Die Fluthwellen dringen sowohl in Buchten als auch in Flüsse ein. In der Elbe erstreckt sich die Fluth von der Mündung an etwa 20 Meilen aufwärts, in der Weser 9 Meilen und in der Themse bis 12 geographische Meilen.

Curven, welche alle Orte verbinden, die gleichzeitig Fluth haben, nennt man Isorachien (Linien gleicher Fluthstunden). Dieselben nähern sich im offenen südlichen Ocean den Meridianen.

c. *Strömungen.*

Diese bestehen in einem Fliessen des Meerwassers nach bestimmten Richtungen. In Beziehung auf letztere unterscheidet man solche, welche in der Richtung der Meridiankreise erfolgen, von denen, die in der Richtung der Parallelkreise, von O. nach W., stattfinden.

Die grosse Aequatorial- oder westliche Strömung herrscht zwischen den Wendekreisen, und bewegt sich täglich mit einer mittleren Geschwindigkeit von 8—9 Meilen von O. nach W. Durch den Widerstand der Küsten wird ihre Richtung häufig und vielfach abgeändert.

Der Golfstrom entsteht durch den Aequatorialstrom in dem mexicanischen Meerbusen, aus dem er zwischen Florida und Cuba heraustritt, fliesst längs der Küste Florida's gegen Norden und dann parallel mit der Ostküste Amerika's (in nord-

östlicher Richtung) fort. Bei der Bank von Neufoundland geht er östlich nach den Azoren hinüber und wendet sich z. Th. gegen Süden der Küste Afrika's zu. Seinen ersten Anfang sucht man südlich vom Vorgebirge der guten Hoffnung, von wo er durch den südatlantischen Ocean in das Meer der Antillen und in den mexicanischen Meerbusen gelangt. Seine Breite, welche anfänglich 30—40 Meilen beträgt, nimmt fortwährend zu, je mehr er nach Norden fortschreitet, so dass sie im Meridian der Azoren gleich 160 Seemeilen ist. Dagegen nimmt seine Geschwindigkeit mit wachsender Breite ab.

Ein beträchtlicher Theil des Golfstromes fliesst nach den Küsten Irlands, nach den Faröer-Inseln und der norwegischen Küste, und veranlasst eine Strömung in das nördliche Polarmeer, in welches der atlantische Ocean zwischen Grönland und Norwegen einmündet. Anderseits fliesst aber auch das kalte Wasser des Polarmeeres z. Th. nach Süden, indem es als sog. arktische Strömung von Spitzbergen her die Ostküste Grönlands berührt und am Ausgange der Davisstrasse sich mit einer aus dem amerikanischen Eismeere herkommenden vereinigt. An der Ostseite der grossen Bank von Neufoundland trifft sie unter dem 44. Breitengrade mit dem Golfstrome zusammen. Man erkennt das Wasser des Golfstromes an seinem stärkeren Salzgehalt, an seiner blauen Farbe, den tropischen Meerespflanzen, die es mit sich führt, und seiner höheren Temperatur. Im mexicanischen Golf erhebt sich seine Sommertemperatur bis auf 30° C. Weiterhin, in seinem Laufe nach höheren Breiten, nimmt die Wärme dieses Stromes ab, jedoch im Ganzen nur langsam. Bei etwa 74° n. Br. theilt sich der Golfstrom in zwei Arme. Der eine Arm läuft längs der Westküste von Spitzbergen hinauf, während der andere sich zwischen den Bänken der Bäreninsel und dem Nordcap gegen Ost wendet und sich weiterhin ausbreitend das Meer zwischen der russischen Küste, Nowaja-Semlja und Gillisland erwärmt.

Durch die allgemeine Aequatorialströmung ist ferner die warme, dem Golfstrome entsprechende Japanische Strömung im Stillen Ocean bedingt, ebenso die Brasilianische Strömung im südlichen Atlantischen Ocean.

Das Gegenstück des Golfstromes ist der peruanische

Küstenstrom, der das kältere Wasser der höheren südlichen Breiten an die Küsten von Peru und Chili bringt.

Die Meeresströmungen haben verschiedene Ursachen, die bei manchen theilweise zusammenwirken. In den Aequatorialgegenden wird das Meerwasser in Folge der starken Erwärmung beträchtlich ausgedehnt und eine grosse Menge desselben in Dampf umgewandelt, so dass Wasser von höheren Breiten herbeiströmen muss, um jenen Verlust zu ersetzen. Die von den höheren Breiten nach dem Aequator hin fortschreitenden Wassertheilchen kommen nun immer fort zu Parallelkreisen, deren Punkte eine grössere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. haben, als die Wassertheilchen selbst, daher diese immer mehr in der Richtung von W. nach O. zurückbleiben, und deshalb in der entgegengesetzten Richtung sich zu bewegen scheinen. Eine ganz analoge Ablenkung werden Wassertheilchen erfahren, die aus der Tiefe vertikal aufsteigen, indem sie auf ihrem Wege nach der Oberfläche allmählig in Schichten von grösserer Rotationsgeschwindigkeit eintreten. So geschieht es nun, dass die Strömung auf der nördlichen Hemisphäre zunächst eine nordöstliche, auf der südlichen hingegen eine südöstliche Richtung gewinnt, die je näher dem Aequator immer mehr in die östliche übergeht. Da nun die unteren Passatwinde auf beiden Seiten des Aequators sich in gleicher Richtung bewegen, so werden dieselben die Bewegung des Wassers von O. nach W. begünstigen. Dazu kommt noch ein fördernder Einfluss durch Ebbe und Fluth, indem vermöge der Anziehung von Seiten des Mondes und der Sonne das Wasser des offenen Meeres eine Tendenz zur Bewegung in der Richtung von O. nach W. erhält. Solchergestalt entsteht in den Aequatorialgegenden des Meeres die grosse östliche oder in Bezug auf die Weltgegend, wohin das Wasser sich bewegt, die grosse westliche Strömung, die, wie bereits angedeutet, verschiedene andere Ströme bedingt. Ausserdem ist im Hinblick auf die primäre Verursachung der Meeresströmungen noch zu beachten, dass in den polwärts gelegenen Meerestheilen das an der Oberfläche erkaltete und in die Tiefe gesunkene Wasser seitlich nach wärmeren Meerestheilen abfliessen muss. Dieses kältere und dichtere Wasser der Polarmeere wird auf seinem Wege nach dem Aequator hin allmählig die von der Axendrehung der Erde bedingte Aenderung der Bewegungs-

richtung erfahren und allmählig auch, indem es zwischen den nach dem Aequator hin sich erweiternden Meridianen fliesst, sich heben und ausbreiten, wogegen das nach den Polen hin strömende Wasser, zwischen den sich verengernden Meridianen seitlich zusammengedrängt, sich von der Oberfläche aus allmählig mehr abwärts senken wird.

Als eine Ursache von Strömungen haben wir das ungleiche Niveau benachbarter Meere anzusehen. So soll das mittelländische Meer durch Verdunstung viel mehr Wasser verlieren, als es durch die Zuflüsse gewinnt, woraus man zwei entgegengesetzte Strömungen abgeleitet hat, von denen die eine aus dem atlantischen Ocean durch die Strasse von Gibraltar in das mittelländische Meer, die andere mehr Salz enthaltende aber (in der Tiefe) aus dem letztgenannten Meere in den Ocean fliesst. Derartige Doppelströme, d. h. also eine Strömung an der Oberfläche und eine entgegengesetzte in der Tiefe, finden sich auch in den Meerengen von Bab-el-Mandeb und Constantinopel.

Als eine Wirkung des Windes sind die sogenannten Driftströmungen zu betrachten, welche mehr auf der Oberfläche stattfinden. Durch den Druck (resp. Stoss) und die Reibung des Windes an der Oberfläche des Wasser wird diesem eine langsame Bewegung in der Richtung des Windes mitgetheilt. Im indischen Meere, da, wo die Monsune wehen, folgen die Strömungen wechselweise der Richtung dieser periodischen Winde. Auf eine Wirkung verschiedener Winde lassen sich auch die nicht unbeträchtlichen Schwankungen des Wasserstandes, die man an einigen Küstenpunkten der Ostsee wahrgenommen hat, zurückführen *). Die Winde N., NW. und W. geben im Sund hohes Wasser, die Winde S., SO., O. und NO. niedriges Wasser. NW. soll den höchsten, O. den niedrigsten Mittelstand geben. NW. führt nämlich, nach Schouw, die relativ grösste Wassermenge von der Nordsee in den Sund, wogegen O. die grösste Wassermenge aus der Ostsee treibt und daher ihr Niveau am meisten erniedrigt.

Zu den Ursachen partieller Strömungen ist das Schmelzen des Polareises zu rechnen.

Durch das Zusammentreffen starker, aber entgegengesetzter

*) S. des Verf. Meteorologie S. 37 f.

Ströme und durch die Ablenkung der Ströme an Felsriffen entstehen die **Wirbel, Meeresstrudel** und **Widerströme**. Mahlstrom an der Küste von Norwegen. Scylla und Carybdis in der Meerenge von Messina.

Reflectirt man in Anbetracht der Entstehung der grossen Meeresströmungen lediglich auf Temperaturdifferenzen und damit verknüpfte Druckdifferenzen des Wassers, so bieten sich rücksichtlich des Verhaltens der aequatorialen Meerestheile folgende Ansichten dar. Es lässt sich nämlich erstens an eine durch starke Verdunstung des Wassers herbeigeführte Niveau-Erniedrigung des tropischen Meeres denken. In höheren Breiten ist bekanntlich die Verdunstung des Wassers viel geringer als in der Tropenzone. Die hier in Dampf verwandelte Wassermenge kehrt zum Theil auch erst in höheren Breiten infolge aequatorialer Luftströme in die tropfbare Form zurück. Von diesen Breiten strömt nun Wasser nach dem Aequator hin, und zwar, wie einige annehmen *), nach dem Gesetze der Trägheit über das zum Ausgleich des Niveauunterschiedes erforderliche Maass hinaus, so dass demzufolge einmal in den tropischen Gegenden ein momentanes und locales Uebermaass von Wasser, in höheren Breiten dagegen eine Niveau-Erniedrigung entstand. Darum musste hierher, also gegen die Pole hin, das locale Uebermaass von Wasser strömen, was unter den Tropen wieder eine Niveau-Erniedrigung mit sich führte, die dann von neuem ein Herbeiströmen von höheren Breiten zur Folge hatte, u. s. f. Andererseits denkt man zuerst an eine Niveau-Erhöhung des Wassers unter den Tropen und demgemäss an einen Abfluss desselben nach den Polen hin. Dabei geht man von der Annahme aus, dass das Wasser in den aequatorialen Meerestheilen, obschon es infolge gesteigerter Verdunstung salziger und daher schwerer wird, doch im ganzen vermöge der hohen Temperatur sich ausdehne und leichter werde. Dieses leichtere Wasser fliesst vom Aequator nach den Polen, während kälteres und schwereres Wasser aus den Polarmeeren in der Tiefe nach dem Aequator hin abfliesst.

Viertes Kapitel.

Von der Atmosphäre.

24. *Höhe und Gestalt der Atmosphäre.*

Die Atmosphäre besteht aus verschiedenen gasartigen Stoffen, deren Theilchen gleichförmig zwischen einander verbreitet

*) Klimatologie von Lorenz und Rothe, S. 163.

sind. Vermöge der Spannkraft aber, die in Rücksicht der Theilchen eines und desselben Gases statt hat, würden sich jene Gase im Raume zerstreuen, wenn sie nicht durch den Einfluss der Schwere einen Zug nach der Erde hin erhielten. Vermöge dieses Einflusses werden die Lufttheilchen genöthigt, um die Erde eine Atmosphäre zu bilden, deren Schichten nach unten hin an Dichte zunehmen müssen. Laplace hat die äusserste, überhaupt mögliche Höhe dieser Atmosphäre unter dem Aequator zu etwa 4865 Meilen berechnet, indem er durch Anwendung des dritten Keppler'schen Gesetzes die Entfernung der Grenze bestimmte, wo die mit der Höhe wachsende Centrifugalkraft mit der Schwere ins Gleichgewicht tritt, und über welche hinaus die Lufttheilchen vermöge jener Kraft im Raume zerstreut werden müssten. Indessen lassen sich aus dieser Rechnung keine Schlüsse auf die wirkliche Höhe der Atmosphäre ziehen.

Nimmt man an, dass die Luft allenthalben im Weltraume verbreitet sei, so würde sich um jeden einzelnen Weltkörper vermöge seiner Schwerkraft eine Atmosphäre gebildet haben, deren Dichte um so bedeutender wäre, je grösser die Masse desselben ist. Die Existenz solcher Atmosphären um die verschiedenen Weltkörper müsste aber bei den astronomischen Beobachtungen schon längst zu Tage getreten sein. Hätte z. B. der Jupiter eine so grosse und so dichte Atmosphäre, wie sie ihm nach der gemachten Annahme zukäme, so würden beständig die grössten scheinbaren Unregelmässigkeiten in dem Laufe seiner Trabanten beobachtet werden müssen. Denn die Lichtstrahlen, welche von den letzteren in die Atmosphäre des Centralkörpers gelangen, würden in derselben vermöge der starken Brechung eine bedeutende Ablenkung erfahren. Derartiges hat man nun nicht beobachtet, und wir können hieraus schliessen, dass alle Weltkörper, also auch die Erde, durchaus begrenzte Atmosphären besitzen, welche nicht als verdichtete Zonen einer den Weltraum erfüllenden Luft betrachtet werden können.

Wenn die Atmosphäre überall eine gleichmässige Dichte hätte und sich wie eine tropfbare Flüssigkeit verhielt, so liesse sich ihre Höhe leicht berechnen. Denn wir wissen, dass unter der Annahme eines mittleren Barometerstandes zu 28 Par. Zoll

das Gesammtgewicht der Atmosphäre gleich sein würde dem Gewichte eines 28 Zoll tiefen Quecksilbermeeres, welches die Erdoberfläche allenthalben bedeckte. Die Höhe *h* der Atmosphäre müsste sich dann zur Höhe des Barometerstandes umgekehrt verhalten wie die Dichte des Quecksilbers zu der Dichte der Luft. Da nun das Quecksilber 10467,5 mal so schwer als die Luft ist, so hat man $h : 28 = 10467,5 : 1$. Aus dieser Proportion ergibt sich $h = 24424$ Par. Fuss, also etwas grösser als eine geographische Meile. Die Atmosphäre ist thatsächlich viel höher. Die Voraussetzung, von welcher wir ausgingen, ist aber auch falsch; denn die Luft ist in einem hohen Grad zusammendrückbar, und ihre Dichte verhält sich wie das Gewicht, durch welches sie zusammengedrückt wird. Die oberen Luftschichten drücken auf die jedesmaligen unteren, so dass die Dichte nach unten hin beträchtlich zunehmen muss. Bei überall gleicher Temperatur würden, wenn die Höhen der Luftschichten in arithmetischer Progression zunehmen, die entsprechenden Dichtigkeiten dieser Luftschichten in geometrischer Progression abnehmen. Die wirkliche Höhe der Atmosphäre hat man da gesucht, wo die Expansivkraft der Luft mit der Schwere im Gleichgewicht steht, wo jedes Lufttheilchen von einem zunächst darunter befindlichen ebenso stark abgestossen als es selbst durch seine Schwere zur Erde herabgezogen wird. Man hat dieselbe auch durch Ermittelung der Grenze zu bestimmen gesucht, wo die Luft gerade noch dicht genug ist, um die Strahlen der Sonne zu brechen und zurückzuwerfen. So bestimmte sie Arago aus der grössten Höhe, wo die Luft noch im Stande ist, das Licht der Dämmerung zu reflectiren. Auf Grund dieser verschiedenen Ermittelungen hat man behauptet, dass die Höhe der Atmosphäre wahrscheinlich nicht über 27 geogr. Meilen und nicht unter 6 geogr. Meilen hoch ist. Gewöhnlich nimmt man ihre Höhe zu 10—12 Meilen oder zu etwa $\frac{1}{80}$ des Erdhalbmessers an.

Unter der Voraussetzung, dass das Aufleuchten der Meteore (Sternschnuppen) erst innerhalb unserer Atmosphäre geschieht, stellt sich die Höhe der letzteren zu 30 bis 40 Meilen heraus. Indem nämlich die Meteore mit einer sehr grossen Geschwindigkeit in die Atmosphäre eindringen und die vor ihnen liegende Luft verdichten, findet eine beträchtliche Wärmeentwickelung

statt, so dass auch die Substanz der Meteore selbst in den Zustand des Glühens gerathen muss.

Die Gestalt der Atmosphäre ist wohl wie die der Erde ein elliptisches Sphäroid, das aber noch mehr abgeplattet sein wird, weil die Luft wegen der starken Erwärmung des mittleren Theiles der Erdkugel zwischen den Wendekreisen einen aufsteigenden Strom bildet, der von den Polen her wieder ersetzt wird. Die Abplattung der Atmosphäre stellt sich natürlich verschieden heraus, je nachdem man diese oder jene Werthe für die Höhe der Atmosphäre (unter dem Aequator und dem Pol) in die betreffende Rechnung einführt.

25. *Bestandtheile der Atmosphäre.*

Die Hauptbestandtheile derselben sind Stick- und Sauerstoff, die dem Volumen nach in dem Verhältniss von 79 : 21 oder dem Gewichte nach in dem von 77 : 23 stehen. Eudiometrische Versuche haben bezüglich des Sauerstoffgehaltes bis jetzt nur an wenigen Orten merkliche Abweichungen von diesen Verhältnissen dargethan. Levy fand Schwankungen in der Luft über der Nordsee und auf Guadeloupe, und zwar dort eine grössere, hier eine geringere Sauerstoffmenge als die angeführte normale. Die Zunahme der Sauerstoffmenge in der Seeluft schreibt derselbe der Gegenwart kleiner Thierchen zu, die nach Morren die Eigenschaft besitzen, unter dem Einflusse des Lichts die Kohlensäure zu zersetzen und das Sauerstoffgas frei zu machen.

An Kohlensäure enthält die Atmosphäre etwa 4 Zehntausendstel ihres Volumens. Nach Versuchen von Saussure ist der Kohlensäuregehalt am Tage in der Stadt grösser als auf dem Lande, während bei Nacht das umgekehrte Verhältniss stattfinden soll. Auch zeigte sich derselbe auf Bergen grösser als in der Ebene, was Saussure daraus erklärt, dass die Zersetzung der Kohlensäure besonders in den untersten Schichten, wo die Vegetation häufiger ist, geschehe, und dass dieses Gas bei weitem mehr von dem ebenen Boden absorbirt werden müsse, wo das Regenwasser einen langsameren Ablauf hat. — Die Luft enthält in der Ebene, auf freiem Felde, in der Nacht mehr Kohlensäure als am Tage. Diese Schwankung nimmt im

Winter sehr ab. — Die Luft über der See scheint im Allgemeinen weniger Kohlensäure zu enthalten, als die Luft auf dem Lande.

Von zufälligen oder Nebenbestandtheilen enthält die Atmosphäre noch in verhältnissmässig sehr geringer Menge Wasserstoff, Kohlen- und Schwefelwasserstoffgas, die meist als Produkte der Verwesung oder Fäulniss organischer Substanzen auftreten. Salpetersäure entsteht, wenn der Blitz die feuchte Luft durchschneidet.

Der Gehalt der Atmosphäre an Kohlensäure wechselt mit den Jahreszeiten, er ändert sich aber nicht von einem Jahre zum andern. Es scheint nun ziemlich gewiss zu sein, dass die im Laufe der Zeit stets unveränderlichen Mengen von Kohlensäure und Sauerstoff in einer bestimmten Beziehung zu einander stehen. Die Pflanzen nehmen, während sie thätig sind, Kohlensäure aus der Atmosphäre auf und zerlegen dieselbe unter Einwirkung des Sonnenlichts in Kohlen- und Sauerstoff. Für jedes Volum Kohlensäure, deren Kohlenstoff Bestandtheil der Pflanzen wird, empfängt die Atmosphäre ein gleiches Volumen Sauerstoff wieder. Durch die fast beständige Bewegung der Atmosphäre werden aber die Kohlensäure und der Sauerstoff überall hin verbreitet. Während in der kalten und gemässigten Zone zur Zeit des Winters die Vegetation still steht, wird die in diesen Zonen durch Verbrennungs- und Athmungsprocesse reichlich erzeugte Kohlensäure nach Gegenden gebracht, in welchen der Lebensprocess der Pflanzen in vollster Thätigkeit ist, und dagegen der hier vorhandene Sauerstoff theilweise den genannten Zonen durch entgegengesetzte Luftströme zugeführt.

Neben der Kohlensäure und mit ihr verbunden enthält die Atmosphäre noch einen für das Leben der Pflanzen wichtigen Bestandtheil, nämlich das Ammoniak. Seine Menge ist verhältnissmässig sehr gering; es kann aber im Regenwasser, das mit Schwefel- oder Salzsäure bis zur Trockene verdampft wird, unzweifelhaft nachgewiesen werden.

Ein im hohen Grade veränderlicher Bestandtheil der Atmosphäre ist der Wasserdampf, von dem später ausführlicher die Rede sein wird.

Die wesentlichen Bestandtheile der Atmosphäre bilden nicht eine chemische Verbindung, sondern ein mechanisches Gemenge.

Hierin stimmen sowohl das specifische Gewicht als auch das Lichtbrechungsvermögen, die Wärmecapacität und alle anderen Eigenschaften der Luft überein.

Fünftes Kapitel.

Wärmeverhältnisse der Atmosphäre und Erde.

26. *Wärmequellen.*

Die Hauptwärmequelle für die Atmosphäre und Erde ist die Sonne, indem sie mit den Lichtstrahlen zugleich Wärmestrahlen aussendet.

Die Erwärmung, welche die Erde von der Sonne erfährt, muss eine tägliche und jährliche Periode haben. Es ist dies eine nothwendige Folge der täglichen und jährlichen Bewegung der Erde. Die Erwärmung ist unter sonst gleichen Umständen um so intensiver, je mehr der Winkel, unter dem die Sonnenstrahlen auffallen, einem rechten nahe kommt. Deshalb muss die Wirkung der Wärme mit dem Steigen der Sonne zunehmen, sie muss grösser sein im Sommer als im Winter, wo die Strahlen bei einem niedrigen Stande der Sonne schräger auffallen.

Man sieht aber auch, dass die Wirkung der Sonnenwärme von der Dauer ihres Einflusses abhängen muss Daher kann es selbst an Orten, welche weit vom Aequator entfernt sind, im Sommer sehr heiss werden, weil die Sonne lange über dem Horizont verweilt. So steigt in Petersburg das Thermometer in heissen Sommertagen bisweilen auf 30°. An solchen Orten wird aber auch die Winterkälte um so grösser sein, da die Nacht, in welcher die Erde ihre Wärme ausstrahlt, sehr lang ist, während in den kurzen Tagen, wo die Sonnenstrahlen sehr schräg auffallen, nur wenig Wärme mitgetheilt werden kann.

Die Wärmemenge, welche während eines Tages auf einen Ort der Erdfläche fällt, steht überhaupt in zusammengeseztem Verhältniss mit der Tageslänge und mit dem Sinus der Neigung, unter welcher die Strahlen auffallen.

Ausserdem hängt die Wirkung der Sonnenstrahlen noch

von mancherlei anderen Umständen ab, namentlich von der Gestalt und Beschaffenheit des Bodens, von der Gestaltung des Landes und Meeres, von der Richtung und Höhe der Gebirgszüge, u. s. w. Daher kann das Klima einer Gegend keineswegs allein durch ihre Entfernung vom Aequator bestimmt werden.

Die Wärmestrahlen der Sonne erfahren bei ihrem Eintritt in die Atmosphäre theils durch Reflexion, theils durch Absorption eine Schwächung, und zwar um so mehr, je grösser ihr Weg durch die Atmosphäre, je trüber und dichter die letztere ist. Nach einer Untersuchung von Pouillet nimmt die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen zwar mit der Länge des durchlaufenen Weges ab, aber in einem weniger raschen Verhältnisse als der letztere wächst. Forbes fand, dass die Intensität der Sonnenwärme an der Erdoberfläche $\frac{4}{5}$ von derjenigen betrage, welche sie in einer Höhe von 6000 Fuss besitzt. Aus Pouillet's Untersuchung ergab sich, dass die der Erde von Seiten der Sonne jährlich zufallende Wärmemenge, gleichförmig vertheilt, eine die ganze Erde bedeckende Eisschicht von etwa 30 Meter Dicke schmelzen könne. Herschel gelangte in Ansehung dieser Eisschicht zu einer Dicke von 26 Meter.

Das Wärmequantum, welches die Erde jährlich von der Sonne empfängt, muss sich nahezu als eine constante Grösse herausstellen, wofern man nur auf solche hierher gehörige Veränderungen Rücksicht nimmt, die ihren Grund in einer Veränderung der mittleren Entfernung der Erde von der Sonne und der Gestalt der Erdbahn haben. Diese Entfernung oder die halbe grosse Axe der Bahn ist aber constant, während die Gestalt durch die Excentricität und die kleine Axe bedingt ist. Nach Herschel's Untersuchungen erhält man immer ein constantes Product, wenn man die jährliche Wärmemenge mit der kleinen Axe multiplicirt. Nimmt nun die kleine Axe der elliptischen Bahn zu, wodurch diese selbst sich der Kreisbahn nähert, so nimmt die jährliche Wärmemenge um eben so viel ab. Und so umgekehrt. Indessen sind die hierdurch bewirkten Veränderungen auf lange Perioden vertheilt und sehr unbedeutend.

Der Unterschied der Wärmemenge, wenn die Sonne im Perihel und Aphel steht, ist schon beträchtlicher. Die Intensitäten der ausgesendeten Wärmestrahlen stehen im umgekehrten quadratischen Verhältniss mit den Entfernungen. Kennt man nun die letzteren, so lassen sich die ersteren berechnen. Auf diese Weise findet man, dass die Intensitäten der Sonnenwärme im Aphel und Perihel, wenn die Excentricität am kleinsten ist, sich wie 62 : 63 verhalten, oder dass die directe Sonnenwärme im Perihel um den 62sten Theil grösser als im Aphel ist. Bei der grössten Excentricität ist das Verhältniss wie 12 : 13.

Veränderungen, welche aus der Stellung des Erdäquators gegen die Ekliptikebene hervorgehen, sind zu gering, um einen bedeutenden Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse erlangen zu können. —

Unter der Temperatur des Weltraumes versteht man diejenige, welche durch die Strahlung aller Gestirne, die Sonne abgerechnet, erzeugt wird. Um ihren Einfluss auf irgend einen Ort der Erdoberfläche zu bestimmen, muss man von der an diesem Orte herrschenden Mitteltemperatur den Einfluss der Sonnen- und innern Erdwärme in Abzug bringen. Um die Raumtemperatur selbst zu finden, müsste aber auch noch der Verlust, welchen sie durch Absorption in der Atmosphäre erleidet, bestimmt werden. Dazu kommt noch der eigenthümliche Antheil der atmosphärischen Wärme. Nach Pouillet's Betrachtungen, denen aber eine sichere Grundlage mangelt, beträgt die Temperatur des Weltraums: — 142°. — Mit dieser Aufgabe haben sich noch vorzugsweise Fourier, Poisson und Arago beschäftigt, ohne jedoch zu sicheren Resultaten gelangt zu sein.

Insofern dem Erdkörper eine eigene, von der Einwirkung der Sonne unabhängige Wärme zukommt, die mit wachsender Tiefe zunimmt, wird dieselbe auf die Mittelwärme an der Erdoberfläche einen gewissen, wenn auch verhältnissmässig sehr geringen Einfluss ausüben.

27. *Täglicher Gang der Temperatur.*

Zur Ermittelung der Lufttemperatur an irgend einem Orte gebraucht man ein wohlconstruirtes Thermometer, das im Schatten, geschützt vor dem Regen und dem wärmestrahlenden Einfluss des Bodens und anderer Gegenstände, aufgestellt ist.

Beobachtet man nun ein solches Thermometer von Stunde zu Stunde, so erfährt man den täglichen Gang der Lufttemperatur am betreffenden Orte. Solche stündliche, mehrere Jahre hindurch fortgesetzte Beobachtungen besitzt man jedoch nur für wenige Orte der Erde. Meistens hat man sich begnügt, das Thermometer zu gewissen Tageszeiten regelmässig zu beobachten.

Das Minimum der Temperatur tritt in der Regel kurz vor Sonnenaufgang, das Maximum aber einige Stunden nach Mittag ein, später im Sommer, früher im Winter.

Da die directe Wirkung der Sonnenwärme, wie man weiss, mit der Sonnenhöhe zu- und abnimmt, so lässt sich der tägliche Gang der Lufttemperatur leicht erklären. Denn es folgt hieraus von selbst, dass die Temperatur mit dem Steigen der Sonne ein

Maximum erreichen und hiernach bis zu einem Minimum gegen Morgen fallen muss, indem die Erde nun weniger Wärme empfängt, als sie ausstrahlt. Mit der beständigen Wärmeausstrahlung der Erde, welche während der Nacht durch keinen directen Ersatz compensirt wird, steht aber die Verspätung des täglichen Maximums, d. h. der Eintritt desselben nach dem höchsten Sonnenstande, in sehr naher Beziehung.

Die Differenz zwischen dem täglichen Maximum und Minimum der Wärme ergibt den Spielraum der täglichen periodischen Temperaturschwankungen. Derselbe ist im Allgemeinen abhängig von der Tageslänge und der Culminationshöhe der Sonne. In der gemässigten Zone nimmt der Spielraum von der kälteren nach der wärmeren Jahreszeit hin zu. Doch kommt dabei viel auf die besonderen Witterungsverhältnisse an. Bei heiterem Himmel ist der Spielraum grösser als bei bedecktem, weil im letzteren Falle, wo die Luft reichlich Wasserdünste enthält, die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen gehemmt, aber auch die Abkühlung durch Wärmeausstrahlung vermindert ist, daher die Extreme in der täglichen Periode minder scharf hervortreten. Einen solchen abgleichenden Einfluss auf die Extreme üben auch die Regen, so dass der Spielraum der täglichen Temperaturschwankungen an Orten mit vorherrschenden Sommerregen seinen grössten Werth im Frühjahr und Herbst erlangt. Auch in der heissen Zone ist die Regenzeit mit den geringsten täglichen Wärmeveränderungen verbunden.

28. *Mittlere Temperatur des Tages.*

Wenn man das arithmetische Mittel aus allen 24stündigen Beobachtungen nimmt, so erhält man die mittlere Temperatur eines Tages. Zu dieser Bestimmung gelangt man auch, wenn man das Mittel aus den Thermometerständen nimmt, die man in mehreren gleichnamigen Tagesstunden, z. B. 4 und 10 Uhr Morgens und 4 und 10 Uhr Abends, beobachtet hat. Nach Brewster erhält man hierdurch die mittlere Temperatur bis auf $\frac{1}{10}$ Grad genau. Brauchbare Resultate gewähren auch die Mittel aus den Beobachtungen zu 6, 2 und 10 Uhr. Noch einfacher ergibt sich die mittlere Tagestemperatur, wenn man das Maximum und Minimum der täglichen Temperatur vermittelst eines Thermometrographen beobachtet und aus ihnen das Mittel

nimmt. Doch stellt sich hierbei eine grössere Abweichung vom wahren Werthe heraus. Zur Berechnung des letzteren aus den eben erwähnten Extremen gebrauchten Kämtz und Hällström die Formel $t = m + c(M - m)$, in der t die gesuchte Mitteltemperatur, M das Maximum, m das Minimum und c einen Coefficienten bezeichnet, der im jährlichen Mittel gleich 0,47 ist. Schlagintweit benutzte dazu den Ausdruck $t = 0{,}4M + 0{,}5m + 0{,}11\,IX$, wo die Buchstaben dieselbe Bedeutung wie vorher haben und IX die Beobachtung um 9 Uhr Vormittags bezeichnet.

29. *Jährlicher Gang der Temperatur.*

Unter dem Aequator zeigt die Temperatur zwei Maxima und zwei Minima, weil hier der Boden von den Sonnenstrahlen zweimal im Jahre, nämlich zur Zeit der beiden Aequinoctien senkrecht, und zweimal im Jahre — zur Zeit der beiden Solstitien — am schrägsten getroffen wird. Doch ist der Spielraum der Wärmeänderungen nicht sehr erheblich, da die Strahlen fast das ganze Jahr hindurch unter einem Winkel auffallen, der von einem rechten nicht beträchtlich verschieden ist, so dass im Laufe des Jahres eine verhältnissmässig hohe ziemlich gleichmässige Temperatur herrscht. Abweichungen werden an verschiedenen Orten der heissen Zone durch die Windverhältnisse und atmosphärischen Niederschläge hervorgebracht. Auf den Wendekreisen selbst fallen die Sonnenstrahlen nur einmal im Jahre senkrecht auf. Von hier aus findet mit zunehmender Breite nur 1 Maximum nach dem Sommersolstitium, und 1 Minimum nach dem Wintersolstitium statt. Auch hier treten, wie beim täglichen Gange der Wärme, die Wendepunkte der Temperatur später als die entsprechenden Wendepunkte der Sonne ein, was leicht einzusehen ist.

In der gemässigten Zone fallen durchschnittlich die schnellsten Aenderungen der Temperatur auf den Frühling und Herbst, die langsamsten auf den Sommer und Winter. Nach einer Untersuchung von Dove ist vom Pol bis zur Breite von 40° der Juli der wärmste Monat. Hier wird seine Wärme der des August gleich, unter 30° Breite von derselben übertroffen, unter 20° Br. ihr wieder gleich. Am Aequator fallen die Maxima in den April und November, die Minima in den Juli und auf das Ende des December. —

In meteorologischer Hinsicht pflegt man die Jahreszeiten (der nördlichen gemässigten Zone) so abzutheilen, dass der Sommer aus Juni, Juli, August, der Herbst aus September, October, November; etc. besteht. Es sind dies die sogenannten meteorologischen oder physischen Jahreszeiten im Gegensatz zu den astronomischen, welche durch die Aequinoctien und Solstitien abgegrenzt sind.

Der jährliche Gang der Wärme kann, wie der tägliche, leicht graphisch (durch eine Curve) dargestellt werden. Die Abscissen sind den Zeiten, die Ordinaten den entsprechenden Temperaturen proportional aufzutragen.

30. *Mittlere Temperatur des Monates, Jahres und Ortes.*

Der Durchschnitt aus den mittleren Temperaturen aller Tage (30) eines Monates führt zur mittleren Temperatur des letzteren; das arithmetische Mittel aus den für die 12 Monate des Jahres gefundenen Mitteltemperaturen zu der mittleren Temperatur des Jahres.

Die mittlere Temperatur eines und desselben Monates ist von einem Jahre zum andern oft sehr veränderlich. Die wahre Mitteltemperatur eines Monats kann deshalb nur dadurch genauer bestimmt werden, dass man die mittlere Temperatur desselben für eine längere Reihe von Jahren ermittelt und aus allen so gefundenen Mitteltemperaturen den Durchschnitt nimmt.

Dagegen ist die mittlere Jahrestemperatur eines und desselben Ortes minder veränderlich. Man kann daher die mittlere Temperatur eines Ortes schon ziemlich genau erhalten, wenn man den Durchschnitt aus den mittleren Temperaturen einiger Jahre nimmt. Doch erfordert die genauere Bestimmung jener Temperatur die Berücksichtigung einer grösseren Anzahl von Jahresmitteln.

Die Temperatur eines Ortes ist meist während der einen Hälfte des Jahres höher, während der anderen aber niedriger als die mittlere Jahrestemperatur. Es folgt daraus, dass die letztere von dem mittleren Gange der Wärme zweimal im Jahre erreicht werden muss. Es geschieht dies im Frühling und Herbst und zwar für die nördlichgemässigte Zone im April und October.

Der Durchschnitt aus den mittleren Temperaturen dieser

Monate gibt ebenfalls die mittlere Jahrestemperatur, die sich indess auch aus den mittleren Temperaturen des wärmsten und kältesten Monats gewinnen lässt. — Das arithmetische Mittel aus den mittleren Temperaturen der verschiedenen Monate einer Jahreszeit führt zur mittleren Temperatur der letzteren.

Zum Behufe einer genauern Beurtheilung der Temperaturverhältnisse empfiehlt es sich, ausser den Monatsmitteln noch die mittleren Temperaturen kleinerer Zeitabschnitte von je 10 oder 5 Tagen in Betracht zu ziehen. Man nennt diese zehn- und fünftägigen Zeitabschnitte Decaden und Pentaden.

Die folgende Tabelle enthält die mittleren Temperaturen verschiedener Orte der Erdoberfläche.

Orte.	Breite.	Mittlere Temperatur		
		des Jahres.	des Sommers.	des Winters.
Insel Melville	74° 47′ N.	—18,7	2,8	—33,5
Ustjansk	70 55 -	—16,6	9,2	—38,4
Boothia Felix	70 2 -	—15,7	3,4	—33.2
Jakuzk	62 1 -	— 9,7	17,2	—38,9
Nain (Labrador)	57 10 -	— 3,6	7,6	—18,5
Enontekies	68 40 -	— 2,7	12,6	—17,0
Nord-Cap	71 10 -	0,1	6,4	— 4,6
Kasan	55 48 -	2,2	17,0	—14,3
Petersburg	59 56 -	3,5	15,7	— 8,4
Moskau	55 45 -	3,6	16,8	—10,3
Christiania	59 54 -	5,4	15,3	— 3,8
Königsberg	54 43 -	6,2	15,9	— 3,3
Halifax	44 39 -	6,2	17,2	— 4,4
Wilna	54 41 -	6,3	17,6	— 4,6
Tilsit	55 4 -	6,7	16,7	— 3,6
Lund	55 42 -	7,2	16,7	— 1,4
Freiberg	50 55 -	7,2	15,9	— 1,7
Gotha	50 57 -	7,3	15,5	— 1,3
Warschau	52 13 -	7,5	17,5	— 2,5
Danzig	54 21 -	7,6	16,4	— 1,2
Bern	46 57 -	7,8	15,8	— 0,9
Augsburg	48 22 -	7,9	16,6	— 0,7
Breslau	51 6 -	8,1	17,3	— 1,0
Copenhagen	55 41 -	8,2	17,2	— 0,4
Fulda	50 34 -	8,3	18,7	— 2,6
Dresden	51 3 -	8,5	17,2	— 0,4
Edinburg	55 57 -	8,6	14,4	3,6
Hamburg	53 33 -	8,6	17,0	0,3
Berlin	52 31 -	8,6	17,6	— 0,8

Orte.	Breite.	Mittlere Temperatur des Jahres.	des Sommers.	des Winters.
Manchester	53° 29′ N.	8,7	14,8	2,8
Halle	51 30 -	8,8	17,5	0,6
München	48 9 -	8,9	17,4	— 0,4
Inspruck	47 16 -	9,0	18,3	— 1,9
Göttingen	51 32 -	9,1	17,6	0,6
Dublin	53 23 -	9,5	15,3	4,6
Prag	50 5 -	9,5	18,9	— 0,4
Frankfurt a/M.	50 7 -	9,8	18,3	1,2
Würzburg	49 48 -	10,1	18,7	1,6
Wien	48 13 -	10,1	20,3	0,2
London	51 31 -	10,4	17,1	4,2
Paris	48 50 -	10,8	18,1	3,3
Padua	45 24 -	12,5	21,9	2,8
Constantinopel	41 0 -	13,7	23,0	4,8
Venedig	45 26 -	13,7	22,8	3,3
Marseille	43 18 -	14,1	21,4	6,9
Rom	41 54 -	15,4	22,9	8,1
Palermo	38 7 -	17,2	23,5	11,4
Cairo	30 2 -	22,2	29,3	14,7
Rio-Janeiro	22 55 S.	23,1	26,1	20,3
Havana	23 9 N.	25,0	27,4	22,6
Jamaica	17 50 -	26,1	27,4	24,6
Batavia	6 9 S.	26,8	27,2	26,2
Cumana	10 28 N.	27,4	28,1	27,0
Madras	13 5 -	27,8	30,2	24,8

31. *Thermische Linien.*

Wenn man alle Orte derselben Erdhälfte, welche gleiche mittlere Jahreswärme haben, mit einander verbindet, so erhält man die von Humboldt eingeführten isothermischen Linien (ἴσος, gleich, θέρμος, warm). Bei der Construction der Isothermen ist übrigens die Erhebung der Orte über dem Meeresniveau zu berücksichtigen, indem man die Temperatur der einzelnen Beobachtungsstationen um so viel erhöht, als die Wärmeabnahme verlangt, welche sie wegen ihrer Erhebung über das Meer erfahren. Diese Linien sind geeignet, um die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche zu veranschaulichen. Sie fallen keineswegs mit den Parallelkreisen zusammen, wie es der Fall sein würde, wenn das Klima eines Ortes nur durch seine Entfernung vom Aequator bestimmt wäre. Sie sind meist sehr

unregelmässig gekrümmt und gehen durch Orte von sehr verschiedener geographischer Breite. An der äusseren Grenze der Passatwinde werden sie flacher. Von dieser Grenze ab nimmt ihre Krümmung zu, und zwar auf beiden Seiten sowohl nach dem Aequator als nach dem Pol hin. Auf der nördlichen Hemisphäre steigen die Isothermen an den Westküsten der Continente höher nach Norden auf als an den Ostküsten, was die Bedeutung hat, dass in gleicher Breite die mittlere Jahrestemperatur an den Westküsten höher als an den Ostküsten ist.

In Ansehung der Thatsache, dass die Temperaturabnahme im Grossen Ocean in der Nähe des arktischen Meeres viel bedeutender ist als über dem atlantischen Ocean, hat Dove darauf hingewiesen, dass die kälteste Region der Erde nicht aus zwei von einander geschiedenen Gebieten — sog. Kältepolen — besteht, sondern vielmehr, als ein zusammenhängendes Ganze, in Beziehung auf den Drehungspol der Erde dergestalt unsymmetrisch liegt, dass sie von Europa hinüber gedrängt erscheint nach der Stelle des Eismeeres, welches die nördlichen Ufer der östlichen Seite von Asien und der westlichen von Nordamerika bespült. — Innerhalb dieses zusammenhängenden kältesten Raumes, der eine längliche, mehr oder minder elliptische Gestalt darbietet, können denn immerhin noch mehrere Maxima der Kälte hervortreten. Das absolute Maximum (der Kälte) fällt im Januar auf den Continent von Asien, verlässt diesen im Laufe des Jahres aber bald, um nach Nordamerika hinüber zu wandern. Dabei verändert sich die Gestalt des kältesten Raumes nach dem Sommer hin in einen mehr dreieckigen, dessen Ecken nach den drei Hauptausflüssen des Polarmeeres — der Behringstrasse, Baffinsbay und dem karischen Meere — hinweisen.

Auf der südlichen Hemisphäre durchschneiden die Isothermen in der heissen Zone zwischen dem Aequator und etwa 40° S. Br. die Westküsten näher dem Aequator als die Ostküsten, so dass also jene Küsten auf gleicher Breite kälter als diese sind. In grösserer Entfernung vom Aequator laufen die Isothermen mehr mit den Breitenkreisen parallel, was für eine gleichmässigere Verbreitung der Wärme spricht. Es kommt dies daher, dass in der gemässigten Zone der südlichen Hemisphäre die Bedingung der Isothermen-Krümmung, nämlich die Abwechselung von Land und Wasser in Bezug auf Ost und West wegfällt.

Orte, an denen die mittlere Jahreswärme dieselbe ist, also Orte, welche auf derselben Jahres-Isotherme liegen, besitzen nicht durchweg gleiche klimatische Verhältnisse Dieselben können sich noch bedeutend hinsichtlich der Art und Weise unterscheiden, wie die Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt ist. Unter vielen. Beispielen nur eins. Dublin und Prag haben nahe dieselbe mittlere Jahreswärme von 9⁰,5; die mittlere Sommerwärme ist aber in Dublin gleich 15⁰,3, in Prag gleich 18⁰,9; die mittlere Temperatur des Winters ist dort 4⁰,6, hier — 0⁰,4. Dublin hat also bei gleicher mittlerer Jahreswärme einen milderen Winter und einen kühleren Sommer als Prag.

Zum Behufe einer genaueren Vergleichung der Temperaturverhältnisse verschiedener Orte wurden von Humboldt noch die Isochimenen (ἴσος, gleich, χειμών, Winter) und Isotheren (ἴσος, gleich, θέρος, Sommer) eingeführt. Erstere verbinden alle Orte derselben Hemisphäre, welche dieselbe mittlere Winterwärme, die letzteren alle Orte, welche gleiche mittlere Sommertemperatur haben. Die Isothermen und Isochimenen sind weder untereinander, noch den Isothermen parallel; sie entfernen sich von den letzteren im Innern der Continente mehr oder weniger, indem sich die Isotheren dem Aequator, die Isochimenen den Polen zuwenden.

Wichtiger sind die von Dove aufgestellten Monatsisothermen, welche Orte von gleicher mittlerer Monatswärme mit einander verbinden.

Die umstehende Tabelle enthält die Monatsmittel für drei Orte, welche gewissermassen als Repräsentanten der heissen, gemässigten und kalten Zone betrachtet werden können.

Die Monatsisothermen ändern während der jährlichen Periode der Temperaturschwankungen sowohl ihre Gestalt als ihre Lage. Wenn die Mittagshöhe der Sonne für die nördliche Erdhälfte zunimmt, bewegen sich hier die Isothermen nach dem Pole hin, während sie auf der anderen Hemisphäre sich dem Aequator nähern. Auf beiden Erdhälften bewegen sich also diese Linien stets in gleichem Sinne: vom Winter- zum Sommersolstitium von Süd nach Nord, in der andern Hälfte des Jahres von Nord nach Süd. Dabei ändern die einzelnen Isothermen fortwährend ihre Gestalt, da die Geschwindigkeit des Fort-

	Quito.	Halle.	Enontekies.
Geographische Breite	— 0° 14′	51° 30′	68° 40
Januar	14°,6	— 2°,8	—17°,8
Februar	16 ,1	— 0 ,4	—16 ,7
März	15 ,6	4 ,25	—11 ,4
April	15 ,5	8 ,4	— 3 ,25
Mai	15 ,9	13 ,2	2 ,6
Juni	15 ,0	16 ,3	9 ,45
Juli	15 ,1	19 ,2	14 ,5
August	16 ,1	17 ,1	13 ,7
September	16 ,3	14 ,8	5 ,6
October	15 ,5	9 ,1	— 2 ,3
November	15 ,3	3 ,1	—11 ,25
December	15 ,8	2 ,4	—16 ,4
Jahresmittel	15 ,57	8 ,72	— 2 ,77
Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat	1°,7	22°,0	32°,3

schreitens der Wärme an verschiedenen Punkten sehr ungleich ist. Die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche verschiebt sich während der jährlichen Periode nicht nur in dem bezeichneten Sinne, sondern sie wird auch zu verschiedenen Zeiten des Jahres eine ganz andere.

In allen Monaten ist die Wärmeabnahme nach den Polen hin eine sehr verschiedene. Im Allgemeinen erfolgt die Wärmeabnahme unter 45° Breite am schnellsten, dauert aber bis zum Pol fort. — Die Temperatur des Aequators ist nach Dove im Mittel 26°,5 C., die des Nordpols —16°,5 C., die Gesammtabnahme der Wärme mithin 43° C. Im Juli beträgt die Wärmeabnahme 26°,63 C., im Januar 56°,38 C. Die Monatswärme des Pols erreicht im Juli fast den Thaupunkt, sinkt dagegen im Januar 32°,50 C. unter denselben herab. Uebrigens fällt der wärmste Parallel nicht mit dem Aequator zusammen, sondern auf die nördliche Erdhälfte, so dass der Parallel von 10° noch um 0,1° wärmer als der Aequator ist.

32. *Klimatische Verhältnisse.*

Die erwähnten Systeme von Linien bilden die Grundlage einer vergleichenden Klimatologie. Die Ursachen, welche die

Unregelmässigkeiten der Isothermen oder die Verschiedenheit der klimatischen Verhältnisse bedingen, sind verschiedenartig. Die hierher gehörigen Einwirkungen pflegt man gewöhnlich, je nachdem sie die Temperatur erhöhen oder erniedrigen, nach Humboldt in positive und negative einzutheilen. Vor Allem kommt hier in Betracht:

Die ungleiche Vertheilung von Land und Wasser auf der Erdoberfläche, wodurch eine ebenso ungleiche Wärmevertheilung bewirkt wird. Der Boden erwärmt sich unter sonst gleichen Umständen schneller und erkaltet auch wieder leichter als das Wasser. Darum ist auch die Temperatur der Meeresfläche weit gleichförmiger; sowohl der tägliche als auch der jährliche Spielraum ist auf ihr geringer als im Innern der Continente. Je weiter man sich von den Küsten des Meeres entfernt, desto grösser wird die Differenz zwischen der mittleren Sommer- und Wintertemperatur. Daher der Unterschied zwischen See- und Continentalklima. Jenes ist ein gleichmässiges, feuchtes, dieses, wie Buffon sagte, ein excessives, da es durch verhältnissmässig bedeutende Temperaturdifferenzen in der täglichen und jährlichen Periode charakterisirt ist. Dem Seeklima eignen milde Winter und kühle Sommer, dem Continentalklima dagegen strenge Winter und heisse Sommer. Inseln, welche vom Meer umspült sind, und Küstenländer zeigen als Analogon des eigentlichen Seeklimas das sog. Insel- oder Küstenklima, das ebenfalls durch eine grössere thermische Gleichmässigkeit, also durch geringere Temperaturdifferenzen und durch grössere Feuchtigkeit von dem Continentalklima sich unterscheidet. Die Nähe des Meeres mässigt auch hier die Kälte der Winter und die Hitze des Sommers.

In vielen Küstengegenden macht sich namentlich der Einfluss einer mit Wasserdunst reichlich versehenen Atmosphäre geltend. Nicht allein wird hier durch die Regen bringenden Winde, in Folge des Freiwerdens der Wärme bei der Condensation des Wasserdampfes, die Temperatur der Luft im Winter erhöht, sondern auch während derselben Zeit vermöge der trüben Beschaffenheit der Luft die Erkältung durch die Wärmeausstrahlung des Bodens gegen den Himmelsraum hin vermindert, während aus demselben Grunde im Sommer die directe Wirkung der Sonnenstrahlen gemässigt wird. Wässerige Niederschläge

werden aber vornehmlich im Winter eine Temperaturerhöhung mit sich führen, dagegen im Sommer eine Abkühlung zur Folge haben, da in dieser Jahreszeit die Verdampfungskälte am Boden viel grösser als im Winter ist.

Man erkennt nun leicht, dass solche Verhältnisse auf die Vegetation nicht ohne Einfluss bleiben können. An den Küsten von Devonshire gedeihen Pflanzen, welche keiner grossen Kälte widerstehen können, wie Myrthen, Camellia japanica, etc. ohne Schutzmittel. Die Winter sind daselbst so mild, dass man Orangenbäume am Spalier zieht. In Plymouth ist der Winter nicht kälter als in Florenz und Montpellier. Dennoch gedeiht der Wein in England nicht, da die Weintrauben einer hohen Sommertemperatur bedürfen, wenn sie reifen und einen trinkbaren Wein liefern sollen. Dagegen reifen in Astrachan, welches mit dem Nordcap gleiche Winterkälte hat, die Trauben vortrefflich, was auch von Ungarn mit seinem strengen Winter und heissem Sommer gilt.

Die hervorgehobene Unterscheidung der Klimate gilt sowohl für einzelne Orte, als auch für grössere Ländermassen, Continente und Hemisphären. So hat Leith ein See-, Halle mehr ein Continentalklima. Beide Orte haben dieselbe mittlere Jahreswärme, während sonst die Wärme für Leith viel gleichförmiger auf die Jahreszeiten vertheilt ist, als für Halle. Das Klima der Westküsten von Europa ist ein relativ gleichmässiges feuchtes, das Klima des östlichen Europa's und des nördlichen Asiens hingegen ein excessives. Europa im Ganzen besitzt ein See-, Asien ein Continentalklima. Nordamerika hat dagegen kalte Winter und kühle Sommer; es schliesst sich also im Winter an Asien, im Sommer an Europa an. Das Frühjahr ist in Amerika kälter, der Herbst aber wärmer und schöner als in Europa.

Die nördliche Hemisphäre hat ein continentales, die südliche ein See-Klima. Die erste besitzt das meiste Land, die zweite das meiste Meer. —

Mit der ungleichen Vertheilung von Land und Wasser hängt zum Theil auch die Richtung der Luft- und Meeresströmungen zusammen, durch welche die höhere Temperatur der Tropen den polwärts gelegenen Gegenden und die Kälte der letzteren dem Aequator mehr oder weniger zugeführt wird. Der in der nördlichgemässigten Zone herrschende Südwestwind kommt

aus den Aequatorialgegenden und bringt seine höhere Temperatur den kälteren Ländern zu. Dove leitet den mildernden Einfluss des Südwestwindes auf das Klima der von diesem Winde berührten Länder vornehmlich aus der Wärme her, welche bei der Condensation des Wasserdampfes, den derselbe in sich enthält, frei wird. Da die Westküsten der grossen Continente diesem Winde vorzugsweise ausgesetzt sind, so sind dieselben durchschnittlich wärmer als die Ostküsten. An den Ostküsten von Nordamerika sind die Südwestwinde nicht mehr See-, sondern Landwinde und wirken deshalb weniger erwärmend.

Einen mildernden Einfluss auf das Klima von West-Europa übt die warme Strömung des atlantischen Meeres, der Golfstrom aus (S. 41). Die temperaturerhöhende Wirkung dieses Stromes wird um so erheblicher sein, je tiefer die Temperatur der Orte sinkt, zu denen er gelangt, daher im Winter bedeutender als im Sommer. Der Golfstrom bringt es mit sich, dass an der Küste von Irland der Ueberschuss der Jahreswärme des Meerwassers über die der Luft der Küstenpunkte 2° F. und über die der Stationen im Innern der Insel sogar 3°,8 F. beträgt.

Dagegen üben auf das Klima einiger Gegenden der nördlichen Hemisphäre die kalten Strömungen an der Küste von Grönland und aus der Hudsonstrasse einen deprimirenden Einfluss aus, namentlich im Frühling. Wenn zu dieser Zeit die Eisdecke der sibirischen Flüsse bricht, führen dieselben aus südsicheren Gegenden mächtige Eismassen dem Norden zu, welche als Süsswassereis in dem salzigen Meerwasser rasch schmelzen und zu Triftströmungen Anlass geben. Durch die karische Pforte und Matoschkin-Schar (Nowaja-Semlja) geht eine Strömung nach West gegen Spitzbergen, welche an der grönländischen Küste nach Süden abgelenkt wird und dann nach SW. fliesst, zwischen Island und Grönland bis zum Cap Farewell. Ueberall verbreitet diese Strömung mit ihren Eismassen eine bedeutende Kälte. Am Cap Farewell trifft dieselbe den durch die Davisstrasse herkommenden Strom. Die Eismassen beider Ströme gelangen — von März bis Juni — nach der Neufundlandbank, wo sie in dem warmen Golfstrome rasch schmelzen. Längs der Ostküste von Grönland fliesst das ganze Jahr hindurch ein aus dem arktischen Becken stammender kalter Strom, der in seiner ganzen Ausdehnung mit Packeis bedeckt ist, dessen Ursprung

man zum grössten Theil in das unbekannte Innere jenes Beckens verlegen zu müssen glaubt. Zwischen diesem kalten Polarstrome und der Küste von Norwegen dringt der Golfstrom nach Nord vor und theilt sich bei etwa 74° in zwei Arme, von denen der eine sich zwischen den Bänken der Bäreninsel und dem Nordcap nach O. wendet und, in seinem weiteren Verlauf durch Ausbreitung an Stärke und Tiefe abnehmend, das ganze Meer zwischen der russischen Küste, Nowaja-Semlja und Gillisland erwärmt.

Die jüngst im arktischen Gebiete angestellten Temperaturmessungen haben ergeben*), dass das Meer zwischen dem Nordcap, der Bäreninsel und Nowaja-Semlja warmes Wasser enthält, welches mit dem Fortschreiten des Sommers auch gegen N. vorrückt und bei der Berührung mit dem Eise seine Wärme abgibt, so dass dadurch kolossale Massen des letzteren zum Schmelzen gelangen. Dieses warme Wasser bildet eine streng geschiedene obere Schicht und verliert schichtenweise nach unten an Wärme. Bei 800′ war die Temperatur so ziemlich überall —1°,5 C. Die warme obere Schicht nimmt an Wärme und Tiefe ab, je weiter man nach NO. kommt. Die jüngst festgestellte Thatsache, dass im Spätherbst die ganze Nordküste von Nowaja-Semlja eisfrei wird, ist z. Th. noch den äussersten Ausläufern des Golfstromes zuzuschreiben, hauptsächlich aber den sibirischen Flüssen Ob und Jenesej, die im Herbst grosse Mengen warmen Wassers dem östlichen Theil des karischen Meeres zuführen. Diese Flüsse haben ihre Quellen tief im Innern von Asien und durchströmen theilweise Steppenländer, welchen im Sommer ein nahezu tropisches Klima eignet. Der weite Weg, den die genannten Flüsse zurücklegen müssen, macht erklärlich, dass in dem Meere von Nowaja-Semlja die bezeichneten Eisverhältnisse erst im Spätherbst eintreten, also zu einer Zeit, wo bereits in allen anderen Theilen des Polargebietes die neue Eisbildung im vollen Gange ist. Das karische Meer ist im August (bis Anfang September) gewöhnlich voll Eis. Im September fand aber der norwegische Capitain Mack im karischen Meer (bis auf 81° Ostlänge und 75° 43′ N.) alles eisfrei bei einer Wassertemperatur von +6¾° C. an der Oberfläche, das Wasser selbst stark mit Süsswasser gemischt und mit heftigem Strom gegen NO. setzend. Ein Blick auf die dortige Küstenbildung, bemerkt Weyprecht, zeigt dass, wenn auch ein Theil dieses Stromes bei dem Ostcap von Nowaja-Semlja gegen NW. umbiegt, doch der grösste Theil desselben längs der sibirischen Küste gegen Cap Tscheljuskin geführt werden muss, und es sei zu

*) Weyprecht, über die Eisverhältnisse im arktischen Meer (Sitzung der k. k. österr. Akad. am 7. Decbr. 1871; — Ausland red. von v. Hellwald N. 2. 1872.)

erwarten, dass dieser Theil auf das dortige Eis den nämlichen Einfluss ausübe wie das warme Wasser unter der Westküste von Nowaja - Semlja.

Von Bedeutung für die klimatischen Verhältnisse sind ferner die Gebirgszüge, die je nach ihrer Richtung und Höhe gegen kalte Winde Schutz gewähren, aber auch den mildernden Einfluss warmer Luftströme hemmen können. Bekannt in dieser Beziehung ist der Gegensatz in dem Klima und der Vegetation zwischen dem nördlichen und südlichen Fusse der Alpen. Grossartig zeigt sich der Einfluss der Gebirgszüge in Asien. Die centrale in der Richtung der Breitenkreise sich erstreckende Erhebung Asiens bedingt kalte Winter in Sibirien und warme Sommer in Südasien, indem sie die von Süden kommenden warmen Luftströme aufhält, so dass Sibirien im Winter den die Temperatur erhöhenden Einfluss dieser Ströme nicht erfährt, wogegen das Tiefland des Ganges im Sommer gegen die abkühlende Wirkung nördlicher Winde durch jene Erhebung geschützt wird. Indem aber die centrale Erhebung Asiens den freien Abfluss der vom hohen Norden kommenden Luft hemmt, entstehen im Sommer auch in Nordasien, weil die Luft daselbst verhältnissmässig ruhig bleibt, höhere Temperaturen, als sonst der Fall sein würde.

In Ansehung des Einflusses, welchen der äquatoriale Luftstrom auf die aussertropischen Länder ausübt, wird die besondere Beschaffenheit der Tropenzone, wo sich dieser Strom erhebt, von Bedeutung sein. Diese Zone kann, wie in Afrika, eine starre, kahle, dürre, oder eine zwar auch starre, aber z. Th. mit Vegetation dicht bedeckte, feuchte, vom Ocean vielfach verengte, wie in Amerika, oder wie unterhalb Asiens eine vorherrschend tropfbarflüssige (oceanische) sein. Da nun im Süden von Europa sich Afrika ausdehnt, so lag es nahe, die hier in der heissen Zone aufsteigende und in höheren Breiten herabsinkende Luft als einen Grund für die verhältnissmässige Milde Europa's anzusehen. Indessen hat Dove (Verbreitung d. Wärme auf d. Oberfl. d. Erde, 1852, S. 17) darauf hingewiesen, dass die über Afrika aufsteigende Luft eher Asien als Europa trifft. Es kommt nämlich die Luft, welche unter dem Aequator sich erhebt, von Punkten grösserer Drehungsgeschwindigkeit und erfährt daher, je weiter sie vordringt, eine desto grössere westliche

Ablenkung. Weit herkommende Südwinde werden darum auf der nördlichen Erdhälfte Westwinde. Die Wiege unserer südlichen (resp. SW.-) Winde ist, nach Dove, nicht die Sahara, sondern Westindien, namentlich das caraibische Meer, da die hier aufsteigende Luft wegen jener durch die Axendrehung der Erde bedingten Ablenkung Europa treffen muss.

In Hinsicht auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Luftströme ist noch folgendes zu beachten. Wenn eine gegebene Luftmasse sich innerhalb der Atmosphäre erhebt, so gelangt sie allmählig zu Stellen geringeren Druckes, daher sie sich ausdehnt und kühler wird. Dagegen kommt die Luftmasse, wenn sie herabsinkt, fortschreitend zu Stellen höheren Druckes; sie wird dichter und wärmer. So wird nun ein horizontal bewegter Luftstrom, wenn er ein Gebirge überschreitet, beim Aufsteigen kälter werden und der in ihm befindliche Wasserdampf sich zu Wolken oder auch zu Regen verdichten, beim Niedersinken auf der andern Seite des Gebirgs hingegen sich wieder erwärmen und dadurch an Dampfcapacität gewinnen. Die in Rede stehende Modification hängt von der Höhe und sonstigen Beschaffenheit des Gebirgs ab. Ein relativ warmer, mit Wasserdampf beladener Luftstrom wird verschiedene Modificationen erfahren, je nachdem er einen verhältnissmässig schmalen Gebirgskamm oder eine ausgedehntere, mehr oder weniger trockene (resp. feuchte) Hochebene überschreitet. Fliesst der Strom in der Höhe über ein Schnee- oder Firnfeld, so kann sich derselbe dergestalt abkühlen, dass er auf der anderen Seite des Gebirgs, ungeachtet der Erwärmung während des Niedersinkens, doch als ein relativ kalter Wind erscheinen wird.

Von Belang ist endlich die besondere Beschaffenheit des Bodens, seine Abdachung und die Lage derselben gegen die Himmelsgegenden (sonnseitige und schattenseitige Gehänge), ferner das Vorkommen von Wäldern, Morästen und Sümpfen. Da der Boden eines Waldes durch das Laubdach der Bäume gegen die unmittelbare Einwirkung der Sonnenstrahlen geschützt ist, so besitzt die Luft im Walde eine grössere Kühle und eine grössere relative Feuchtigkeit. Auch bieten, wie Humboldt bemerkte, die vielen appendiculären Organe (Blätter) der Bäume eine grosse durch Ausstrahlung sich abkühlende Oberfläche dar, wodurch die Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes

befördert wird. Durch dieselben Organe findet auch eine reichliche Verdunstung wässeriger von den Wurzeln aufgenommener Feuchtigkeit statt, so dass also die Wälder eine feuchte Atmosphäre um sich verbreiten. Im Sommer ist die Waldluft am Tage kühler als die äussere Luft (in der waldlosen Umgebung). Die Temperatur nimmt von oben nach unten (gegen den Boden hin) ab, während die Feuchtigkeit zunimmt. Am Tage wird also die Waldluft das Bestreben haben, nach aussen hin abzufliessen. Erfolgt der Abfluss wirklich, was namentlich bei Windstille geschehen wird, so muss sich äussere Luft in den kühleren Wald herabsenken. In der Nacht wird umgekehrt die Waldluft als die wärmere aufsteigen und ihre Feuchtigkeit auf die obersten durch Ausstrahlung stark abgekühlten Blätter absetzen, während die äussere Luft unten in den Wald hinein strömt. Auf bewaldetem Boden ist ferner der Abfluss des Regenwassers, indem sich seinem Laufe mannigfache Hindernisse entgenstellen, verhältnissmässig viel langsamer als auf nacktem Boden, der namentlich, wenn er steil abfällt, einen raschen Abfluss des Wassers und dadurch verheerende Wirkungen desselben gestattet. Der Waldboden wird eine verhältnissmässig viel grössere Regenmenge zurückhalten als der unbewaldete, z. Th. schon deshalb, weil er gegen die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen geschützt ist, und dadurch der Verlust an tropfbarem Wasser durch unmittelbare Verdunstung vermindert wird. Dies Alles kann für die Entstehung und den Wasserreichthum der Quellen nicht ohne Bedeutung sein.*)

Für die Betrachtung der klimatischen Verhältnisse nützlich sind die von Dove**) eingeführten thermischen Normalen: Linien, welche Orte normaler Temperatur, nämlich solche Orte miteinander verbinden, deren Mitteltemperatur mit der mittleren Temperatur eines ganzen Breitenkreises übereinstimmt. Jeder

*) S. des Verf. Meteorologie. Halle 1868. S. 568 ff. — Ueber die klimatischen Verhältnisse des Waldes vergleh. Ebermeyer: Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Luft und Boden, Aschaffenburg 1873, und die von Fankhauser mitgetheilten Publicationen der forstlich-meteorologischen und phänologischen Stationen des Kantons Bern. Diese Publicationen sind den von A. Forster dargebrachten Resultaten der meteorologischen Beobachtungen an den selbstregistrirenden Instrumenten der Sternwarte zu Bern für das Jahr 1874 u. 1875 beigefügt.

**) Vertheilung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. 1852.

Breitenkreis hat eine bestimmte mittlere Wärme, wie ungleich auch die Temperatur unter den verschiedenen Längen auf ihm sein mag. Ein Ort nun, dessen Temperatur der mittleren seiner geographischen Breite entspricht, besitzt eine normale Temperatur, worunter eben diejenige zu verstehen ist, welche ein Breitenkreis in allen Punkten zeigen würde, wenn die auf ihm wirklich vorhandene, aber ungleich vertheilte Wärme auf demselben gleichmässig vertheilt wäre. Alle Orte, deren Temperatur geringer ist als die mittlere des betreffenden Breitenkreises, sind relativ kalt, alle anderen hingegen, deren Temperatur höher erscheint, relativ warm. Die thermischen Normalen sind die Grenzlinien des See- und Continentalklimas. Aus ihnen kann man mit Rücksicht auf die Isothermen sogleich erkennen, ob eine Gegend das ganze Jahr hindurch oder nur zeitweise ein See- oder Continental-Klima hat. So zeigen dieselben z. B., dass Asien sowohl im Januar als im Juli ein Continental-Klima, Europa hingegen im Juli ein Continental- und im Januar ein See-Klima hat. Von ganz Europa gehören eigentlich nur Schottland und Island immerfort dem Seeklima an, wogegen der übrige Theil während des Winters zwar auch ein Seeklima hat, im Sommer aber ein continentales. Wie mit Schottland und Island verhält es sich in Amerika mit der Westküste von Californien nordwärts. Im Winter besitzt von Nordamerika nur der schmale Küstensaum am stillen Meere jenseits der Andes und Felsgebirge ein Seeklima.

33. *Vorübergehende Abweichungen von den mittleren Temperaturverhältnissen.*

Es ist schon früher bemerkt worden, dass die mittlere Temperatur eines und desselben Monats von einem Jahre zum anderen nicht selten sehr veränderlich ist. Als weniger variabel ergab sich die mittlere Jahrestemperatur, doch zeigen sich auch hier oft Differenzen von mehreren Graden, wenn man die aus einer längeren Reihe von Jahren bestimmte Mitteltemperatur eines Ortes mit den mittleren Temperaturen einzelner Jahre vergleicht.

Aus umfassenden Untersuchungen, welche Dove hierüber angestellt hat, ergibt sich, dass solche Abweichungen von dem normalen Gange der Wärme sich gleichzeitig oder fortschreitend über ganze Länder und Welttheile ausbreiten. Die Abweichungen von der normalen Mitteltemperatur nehmen im Allgemeinen sowohl in der Richtung der Parallelen als auch in der Richtung der Meridiane mit zunehmender Entfernung von dem Punkte ab, auf den das Maximum der Wärme- oder Kältedifferenz fällt, so

dass man endlich zu einer Grenze kommt, über welche hinaus Abweichungen im entgegengesetzten Sinne stattfinden. Vom Juni 1815 bis December 1816 z. B. war die Temperatur im westlichen Europa und nordöstlichen Amerika ungewöhnlich niedrig, dagegen im östlichen Europa merklich höher. Im December 1829 fiel das Maximum der Kälte auf Berlin. Die Erniedrigung der Temperatur erstreckte sich bis Kasan, wohingegen zu derselben Zeit in Sibirien und Nordamerika gelinde Witterung herrschte. Insbesondere bilden Amerika und Europa in der Regel einen solchen Gegensatz, dass ein strenger Winter dort mit einem milden in Europa zusammentrifft, und umgekehrt.

Auf diese Erscheinungen gründete Dove die Annahme, dass es eigentlich nur zwei Hauptluftströme gibt, welche unsere Witterungsverhältnisse bedingen, einen Polar- und Aequatorialstrom, die zwischen den Wendekreisen über einander fliessen, ausserhalb derselben aber in veränderlichen Betten nebeneinander, dass ihr einseitiges Vorwalten an einem bestimmten Orte die extremen Temperaturverhältnisse erzeugt, ihr gegenseitiges Verdrängen hingegen den Wechsel bedingt, welcher insgemein das Bezeichnende unserer Witterungsverhältnisse ist. Während zwischen den Wendekreisen die Luftmenge, welche unten nach dem Aequator fliesst, conpensirt wird durch einen entgegengesetzten Strom in der Höhe, halten in der gemässigten Zone die nebeneinander fliessenden Ströme sich das Gleichgewicht dergestalt, dass das, was innerhalb eines Jahres über gewisse Stellen eines Parallelkreises dem Pole zufliesst, über andere Stellen desselben Parallels zum Aequator zurückkehrt. Dies ist nun eben zwischen Europa und Amerika der Fall.

Ein kaltes Frühjar in Europa wird vorzugsweise dann einem milden Winter folgen, wenn in Nordamerika der Winter streng war. Nachdem Polarströme im Winter über Amerika lange Zeit dem Aequator zugeflossen sind, während Aequatorialströme über Europa hin dem Pole zuströmten, muss die kalte Luft jener Ströme endlich die Wärme der andern erniedrigen, und daher einen Nachwinter bringen, indem der als Nordwest einfallende kalte Strom, den Südwest verdrängend, eine schnelle Drehung nach NO. beschreibt, wo denn der südliche (äquatoriale) Strom durchbrochen wird und auf die Westseite des Polarstromes zu liegen kommt. Eine Bestimmung der mittleren Windesrichtung für die einzelnen Monate hat ergeben, dass dieselbe in Europa in den Wintermonaten auf die Südwestseite, in den Sommermonaten

auf die Nordwestseite, in Nordamerika aber umgekehrt in den Sommermonaten mehr auf die Südwestseite. in den Wintermonaten mehr auf die Nordwestseite fällt. Die Frühlingsmonate stellen nun, nach Dove, den Wendepunkt dar; hier wird in Europa die südwestliche Windesrichtung durch eine nordwestliche verdrängt, in Amerika die nordwestliche durch eine südwestliche. Die Polarströme, welche also im Winter vorwaltend über Amerika dem Aequator zuströmen, wählen vom Frühling an ein anderes Bett über Europa hin; daher die Häufigkeit des Einbrechens neuer Kälte in Europa. Es kann aber auch in ähnlicher Weise ein kalter nordasiatischer Winter auf einen gleichzeitig warmen europäischen im Frühjahr zurückwirken, sowie auch, wenn die beiden Hauptströme mehr als Ost und West nebeneinander gelegen, oder die polare Luft durch entgegenwehende Südwinde gestaut worden ist, ein nördlich relativ kalter Winter in Europa auf einen südlich waltenden relativ warmen. Welcher von diesen Fällen der wirklich stattfindende war, muss in jedem einzelnen Jahre durch Darstellung der vorhergehenden Witterungsverhältnisse festgestellt werden. Die Rückfälle der Kälte im Frühling haben also ihren Grund in kalten Luftströmungen. Erkennbar ist diese Erscheinung, mehr oder minder auffällig, durch ganz Europa. Regelmässig im Mai tritt sie namentlich im mittleren Deutschland auf.

34. *Veränderung der Klimate.*

Aus den Thatsachen, welche wir über unsere klimatischen Verhältnisse seit der historischen Zeit besitzen, scheint nicht zu folgen, dass dieselben in Beziehung auf die mittlere Jahreswärme oder hinsichtlich der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten eine bedeutende und bleibende Veränderung erlitten haben. Auf Grund vieler von Arago gesammelten Thatsachen ist die Mitteltemperatur von Westasien seit Moses, diejenige von Süd- und Mitteleuropa seit den Zeiten der Römer nahezu dieselbe geblieben. Aehnliches hat Schouw für Dänemark und Skandinavien gezeigt.

Einige hierher gehörige Thatsachen hat Gay-Lussac zusammengestellt. So weiss man, dass die Dattelpalme nur bei einer mittleren Jahrestemperatur von 21° reife Früchte bringt, während der Weinstock da nicht mehr gebaut werden kann, wo die mittlere Temperatur 22° übersteigt. Hiernach war die mittlere Temperatur von Palästina, welches zu Moses Zeiten Datteln und Trauben hervorbrachte, ungefähr 21°,5. Diese

mittlere Temperatur herrscht nun auch jetzt noch daselbst, woraus folgt, dass sich das Klima von Palästina seit 3300 Jahren nicht merklich geändert haben kann. Nach Strabo's Bericht bildeten die Cevennen in *Gallia narbonensis* die nördliche Grenze des Oelbaumes, was auch heute noch so ist. Nach Theophrast konnten von der in Griechenland aus Persien eingeführten *Cordia myxa* nur in Cypern geniessbare Früchte erhalten werden, nicht nördlicher, und dies ist auch in unseren Tagen noch der Fall. Varro setzt die Weinlese bei Rom zwischen den 21. September und den 23. October, und jetzt fällt sie im Durchschnitt vieler Jahre auf den 2. October.

Manche Veränderungen, die man im Klima verschiedener Gegenden wahrgenommen hat, lassen sich auf locale Einflüsse, namentlich auf das Ausrotten der Wälder, Austrocknen der Sümpfe u. dgl. zurückführen.

Möglich ist eine zwischen gewissen Grenzen sich haltende seculäre Aenderung der Lufttemperatur. Doch haben die darüber gepflogenen Untersuchungen noch zu keinem festen Resultate geführt.*)

35. *Abnahme der Temperatur nach der Höhe.*

Die Temperatur der Atmosphäre muss nach bekannten physikalischen Gesetzen von unten nach oben abnehmen. Es folgt dies schon z. Th. aus der nach der Höhe abnehmenden Dichte der Luft. Die höheren dünneren Luftschichten werden durch Absorption der Sonnenstrahlen weniger erwärmt als die unteren dichteren. Dünnere Luft erfordert zu derselben Temperaturerhöhung eine grössere Wärmemenge als dichtere Luft von gleichem Volumen. Während nun die Luft einen Theil der directen Wärmestrahlen absorbirt, gelangt der andere grössere Antheil zur Erdoberfläche, welche die Wärme in einem beträchtlichen Maasse absorbirt und auch wiederum ausstrahlt. Daher empfängt die untere Atmosphäre ihre Wärme vorzugsweise durch Rückstrahlung von Seiten des Bodens. Die unteren erwärmten Luftschichten dehnen sich nun zwar aus und steigen in die Höhe, da sie aber während ihrer Ausdehnung sich abkühlen, so muss die Temperatur der Atmosphäre mit wachsender Entfernung

*) S. des Verf. Meteorologie S. 591 f.

von der Erdoberfläche immerhin abnehmen. Das Gesetz aber, nach welchem die Wärme der Luft mit wachsender Höhe abnimmt, hat auf theoretischem Wege bis jetzt noch nicht ermittelt werden können. Doch nimmt man in Rechnungen als der Wahrheit einigermaassen nahe kommend an, dass bei gleicher Zunahme der Höhe die entsprechenden Temperaturen nach dem Gesetze einer fallenden arithmetischen Progression abnehmen.

Gay-Lussac erhob sich bei seiner Luftschifffahrt bis zu einer Höhe von 7000 Meter. Die gesammte Temperaturabnahme betrug 38°,40, die sich aber, nach einer Ermittelung von Biot, auf den ganzen Abstand keineswegs gleichmässig vertheilt. Vielmehr ergibt sich für die höheren Regionen eine schnellere Abnahme der Temperatur als für die unteren.

Bixio und Barral unternahmen eine Luftschifffahrt im Juli 1850. Dieselben erhoben sich zu Paris um 1 Uhr Nachmittags und erreichten bald die Wolkenregion. Sie fanden sich allenthalben von einem dicken Nebel umgeben, der erst bei einer Erhebung von 20161 Fuss an Dichte abnahm, während sich zugleich kleine nadelförmige Eiskrystalle zu erkennen gaben. Bei einer Temperatur von 0,5° bis —9° bestand der Nebel noch aus Wasserkörperchen. Feine Eisnadeln erschienen erst bei —10°. Die höchste erreichte Höhe betrug 22345 rheinl. Fuss mit einer Temperatur von —39°,7 C.

Glaisher und Coxwell fanden auf ihrer Luftfahrt in einer Höhe von 3000 Meter (9235 Par. Fuss), die sie um 1 Uhr 21 Min. nach Mittag erreichten, die Temperatur der Luft auf 0°, in einer Höhe von 14776 F. = —8° C., in 19700 F. Höhe = —13° C., und bei 24628 F. = —19° C. Die höchste erreichte Höhe belief sich wahrscheinlich auf 32215 Par. Fuss. Ein genaues Minimumthermometer zeigte —21°,6 R. (27° C.).

In Folge wärmerer Luftströmungen, die nicht selten eine beträchtliche Höhe erreichen und z. Th. auch vermöge der Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes, die mit einer Wärmeentwickelung verbunden ist, kann die Temperaturabnahme nach der Höhe eine Störung erfahren. In der That beobachtete auch Gay-Lussac während seiner Luftschifffahrt wiederholt Rückgänge zu höheren Temperaturen, bis er die Höhe von 18000 Fuss erreicht hatte.

Es ist zu erwarten, dass beim Ersteigen eines hohen Berges die Temperatur nicht auf dieselbe Weise abnimmt, wie beim Erheben in der freien Luft, da die Gebirge je nach ihrer Masse und Configuration auf die Temperaturverhältnisse der umgebenden Luftmassen modificirend wirken. Die Temperaturabnahme erfolgt im Innern der Gebirgsgürtel und da, wo die Tafelzone an Breite zunimmt, langsamer als am Rande. Während in den mexikanischen Gebirgen zwischen 18 und 19 Grad N. Br. schon in einer Höhe von 4200 Meter alle phanerogamische Vegetation aufhört, wohnt bei gleicher südl. Breite in grösserer Höhe auf der Hochebene von Peru eine zahlreiche ackerbauende Bevölkerung. Diese Hochebene hat aber auch eine bedeutende Ausdehnung.

Auf Hochebenen ist der tägliche und in höheren Breiten auch der jährliche Spielraum der Wärme grösser als in der Tiefe. Der Boden wird sich daselbst bei directer Einwirkung der Sonnenstrahlen beträchtlicher erwärmen als in der Tiefe, aber auch wegen der beträchtlichen Wärmeausstrahlung während der Nacht stärker erkalten.

Dagegen ist der Spielraum der Wärme auf isolirten Gebirgen durchschnittlich geringer als in der Tiefe. So fand z. B. Kämtz den täglichen Spielraum der Wärme auf dem Faulhorn viel geringer (3°,8) als in Genf (9°,5). Windverhältnisse können es mit sich bringen, dass in Gebirgsgegenden in einer gewissen Höhe, oft längere Zeit hindurch, höhere Temperaturen als in der Tiefe auftreten. Ein bekanntes Beispiel dafür bieten die südnorischen und karnischen Alpen, wo im Winter ein nicht unbeträchtliches Steigen der Temperatur mit wachsender Höhe hervortritt. Im December und Januar finden sich daselbst Stationen, die, obwohl sie um 3000 Fuss höher als andere liegen, doch um etliche Grade wärmer als diese sind. Die Erscheinung erklärt sich aus dem Uebereinanderwehen verschiedener Luftströme. Während unten ein kalter nördlicher Wind herrscht, weht in der Höhe der wärmere Aequatorialstrom.

Die umstehende Tabelle, welche von Humboldt herrührt, zeigt, wie in den Andes und den mexikanischen Gebirgen die Temperatur mit wachsender Höhe über der Meeresfläche abnimmt.

Höhe über der Meeresfläche.	Mittlere Temperatur	
	Cordilleras de los Andes.	Mexicanische Gebirge.
0	27,5°	26,0°
500 Tois.	21,8	19,8
1000 -	18,0	18,0
1500 -	14,3	14,0
2000 -	7,0	7,5
2500 -	1,5	1,0

Am Aequator muss jeder Höhe eine mittlere Temperatur entsprechen, welche mit derjenigen einer bestimmten Breite übereinkommt. Ein hoher Berg in der heissen Zone zeigt allmählig alle Klimate von der Hitze der Tropen bis zum Polareise. Und mit der Erhebung über die Oberfläche des Meeres findet ein ähnlicher Pflanzenwechsel statt wie mit der Entfernung vom Aequator nach den Polen hin. Meyen hat folgende acht Zonen unterschieden, welche eben so vielen Breitenzonen entsprechen. Die angegebenen Grenzen sind jedoch nicht in absoluter Schärfe zu nehmen. Oft treten Differenzen von 100 und mehr Fuss auf. So rücken namentlich an den südlichen Abhängen der nördlichen Halbkugel alle Vegetationsgrenzen höher hinauf als an der nördlichen Seite.

1) Region der Palmen und Bananen vom Meeresspiegel bis zu 1900 Fuss Erhebung.

2) Region der Farrenbäume und Feigen von 1900 bis 3800 F.

3) Region der Myrthen und Lorbeeren von 3800 bis 5700 F.

4) Region der immergrünen Laubhölzer von 5700 bis 7600 F.

5) Region der europäischen Laubhölzer von 7600 bis 9500 F.

6) Region der Nadelhölzer von 9500 bis 11400 F.

7) Region der Alpenrosen von 11400 bis 13300 F.

8) Region der Alpenkräuter von 13300 bis 15200 F.

Nach den Untersuchungen der Gebrüder Schlagintweit reichen die Bäume im Himaláya sehr allgemein bis 11800 Fuss, und etwas tiefer findet man auch ausgedehnte Waldungen. In den Andes ist die Baumgrenze bei 12530 F., in den Alpen im Mittel 6400 Fuss. Der Getreidebau reicht im Himaláya nicht über 11800 Fuss; in Tibet ist seine Grenze bei 14700 F., in den Andes erreicht er die Höhe von 11800 F., in den Alpen im Mittel 5000 Fuss. Die mittlere Grenze des Graswuchses ist im Himaláya bei 15400 F., in Tibet bei 16500 Fuss. Die äusserste Phanerogamengrenze wurde in Tibet in einer Höhe von 19839 F., im Himaláya von 17500 F. gefunden. In den Alpen findet sich dieselbe bei 12540 Fuss. — Affen scheinen im Himaláya bis zu Höhen über 11000 F. vorzukommen, Tiger ebenfalls noch bis 11500 und verschiedene Arten von Leoparden selbst noch bis 13000 Fuss. Hunde folgen den tibetanischen Hirten

selbst über Pässe von 18000 F. scheinbar ohne irgendwie von dem verminderten Luftdrucke zu leiden. Geier und Adler erheben sich bis zu 22000 und 23000 Fuss. — Fische wurden in einigen der kleineren tibetanischen Flüsse bei 15000 F. angetroffen. In den Alpen kommen sie noch bis 7000 F. vor. In den Seen am St. Bernhard (8114 F.) gedeihen weder Forellen noch andere eingesetzte Fische. Von den Reptilien findet man Schlangen und Eidechsen vereinzelt noch bei 15200 F. Schmetterlinge wurden im Himaláya bei 13000 F., in Tibet und Turkistan selbst bei 16000 F. gesehen.

36. *Temperatur des Bodens.*

Die Temperatur der oberen Bodenschichten ist von verschiedenen Factoren abhängig und zwar namentlich von dem Grad der Wärmeabsorption und Ausstrahlung, sowie auch von der Wärmecapacität, in welcher Hinsicht verschiedene Bodenarten sich nicht unbeträchtlich von einander unterscheiden. Bei höherer Wärmecapacität erfolgt die Erwärmung und Erkaltung langsamer als bei geringerer Capacität. Die Wärmeausstrahlung ist wie die Wärmeabsorption von den besonderen physikalischen Verhältnissen des Bodens abhängig. Je geringer die Dichte starrer Körper, desto grösser ist unter sonst gleichen Umständen ihre Ausstrahlung. Ausserdem kommt in Betracht, ob der Boden mehr oder minder feucht, ob er mit Vegetation bedeckt ist oder nicht. Wegen der grossen Wärmecapacität des Wassers wird feuchter Boden sich nicht so stark und schnell erwärmen, aber auch nicht so rasch erkalten als trockner Boden. Durch eine Vegetationsdecke wird die Einwirkung der directen Sonnenstrahlen auf den Boden vermindert; der letztere wird daher am Tage und im Sommer sich weniger erwärmen, dagegen aber auch des Nachts und im Winter weniger erkalten als ein von Vegetation entblösster Boden. Beobachtungen von Becquerel (mittelst elektrischer Thermometer) bekunden, dass eine Rasendecke den darunter liegenden Boden sehr vor dem Eindringen der Kälte schützt. Dass eine Schneedecke dem Boden Schutz gegen die Kälte gewährt, ist bekannt. Ferner ist die Erkaltung, welche der Boden durch die nächtliche Wärmeausstrahlung erfährt, von der grösseren oder geringeren Heiterkeit des Himmels abhängig, so dass sie in heiteren und windstillen Nächten am grössten ausfällt.

Die Geschwindigkeit, womit die Wärme in die Tiefe eindringt, hängt vorzugsweise von dem Wärmeleitungsvermögen der Bodenschichten ab, das für verschiedene Schichten verschieden, für alle aber nur gering ist. Indessen schreitet die Wärme, wenn sie nach der Vertikalen in den Boden dringt, gleichmässig fort, was auch die Theorie lehrt. Jeder innere Punkt dieser Vertikalen erfährt allmählig ähnliche Uebergänge von einem Maximum der Temperatur zu einem Minimum derselben und umgekehrt wie der entsprechende Punkt an der Oberfläche. Nun vermindert sich aber die von oben eindringende Wärme theils durch Strahlung, theils durch die Wärmecapacität des Bodens, theils endlich auch durch Mittheilung an angrenzende Massen. Darum nehmen die Schwankungen der Temperatur, sowohl die täglichen als auch jährlichen, nach unten hin immer mehr ab, so dass die Wärme in einer gewissen Tiefe einen constanten Werth erreicht, der mit der mittleren Temperatur der Oberfläche nahe übereinkommen wird. Da die mittleren Temperaturen an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche verschieden sind, so muss Aehnliches auch in der Tiefe bezüglich verschiedener Vertikalen stattfinden. Wie im Allgemeinen die Temperatur an der Oberfläche vom Aequator nach den Polen abnimmt, so werden auch im Allgemeinen die constanten Temperaturen in der Tiefe an den Stellen, wo die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, mit Annäherung an die Pole kleiner ausfallen. Es ist daher im Innern der Erde vom Aequator aus, wo der Boden am stärksten von Seiten der Sonne erwärmt wird, nach den Polen hin ein seitliches Abströmen der Wärme und ein Gleichgewicht in dieser Hinsicht nur insoweit zu erwarten, als jeder Punkt, der auf dem Wege der Fortpflanzung liegt, in jedem Moment eben so viel Wärme empfängt als er abgibt.

Die jährlichen Wärmeveränderungen dringen etwa 19mal tiefer als die täglichen ein. Wegen des allmähligen Eindringens der Wärme in die Tiefe muss natürlich hier das Maximum (resp. Minimum) der Temperatur später als in der Atmosphäre erreicht werden. Versuche in Upsala geben für die Geschwindigkeit, womit die jährlichen Temperaturphasen in die Tiefe eindringen, im Mittel 1 Fuss in 6 Tagen.

Aus der nachstehenden Tabelle erkennt man die Zeitpunkte, zu welchen die Maxima und Minima der Temperatur in den bezeichneten Tiefen eintreten.

Orte.	Bodenart.	Zeit des Maximums in einer Tiefe von 3′	6′	12′	24′
Bonn	Sand		15. Aug.	18. Sept.	16. Nov.
Brüssel		15. Aug.	16. Sept.	12. Oct.	15. Dcb.
Edinburg	Trapp	17. Aug.	2. Sept.	15. Oct.	6. Jan.
—	Sand	7. Aug.	28. Aug.	8. Oct.	27. Dcb.
—	Sandstein	13. Aug.	27. Aug.	19. Sept.	4. Nov.
		Zeit des Minimums in denselben Tiefen.			
Bonn	Sand		15. Febr.	18. März	16. Mai
Brüssel		21. Febr.		19. April	16. Juni
Edinburg	Trapp	21. Febr.	19. März	22. April	8. Juli
—	Sand	21. Febr.	11. März	22. April	27. Juni
—	Sandstein	15. Febr.	24. Febr.	20. März	6. Mai

Da mit wachsender Tiefe die Extreme der Temperatur in der jährlichen Periode immer später eintreffen, so wird in einer gewissen Tiefe das Maximum eintreffen, wenn an der Oberfläche das Minimum hervortritt, und so umgekehrt. Nach Beobachtungen von Reich in Freiberg fiel das Maximum in einer Tiefe von 30 Fuss auf den 4. Januar, und nach Beobachtungen von Bischof in Bonn in einer Tiefe von 36 Fuss auf den 7. bis 11. Januar, wogegen das Minimum in derselben Tiefe zur Zeit des 7. bis 11. Juli eintrat.

Die Tiefen, in welchen die von aussen eindringenden Temperaturschwankungen verschwinden, hängen sowohl von der Beschaffenheit (specifischen Wärme, Leitungsfähigkeit) des Bodens als auch von der Grösse des Spielraums jener Schwankungen ab. Nach Beobachtungen in Edinburg verschwinden die jährlichen Temperaturdifferenzen im Trapp bei 58 Fuss, im Sand bei 72′ und im Sandstein bei 97′ Tiefe. Aus Beobachtungen, die ein ganzes Jahr umfassen, fand Bischof, dass in einer Tiefe von 60 rheinl. F. die jährliche Temperaturdifferenz nicht mehr als 0,0119° R. beträgt, und also daselbst zu verschwinden anfängt. Die täglichen Temperaturphasen erstrecken sich bis zu einer Tiefe von 3—4 Fuss. —

Vom Aequator nach dem Pole hin nimmt die Bodenwärme auf analoge Weise wie die Luftwärme um so schneller ab, je mehr man sich dem Parallelkreise von 45° nähert. Auch mit der Erhebung über das Niveau des Meeres vermindert sich die

Bodenwärme. Nach Versuchen, die Reich im Erzgebirge anstellte, kommt auf eine Temperaturabnahme von 1° C. bezüglich des Bodens eine Erhebung von 193,4 Meter und hinsichtlich der Luft eine solche von 174,2m. Demzufolge nimmt die Temperatur der Luft nach der Höhe rascher ab, als die des Bodens. Aus Beobachtungen, die Boussingault an vielen Orten in den Andes anstellte, berechnete Bischof, dass unter den Tropen bei einer Erhebung von 677 F. die mittlere Wärme um 1° R. abnehme.

Nach den Beobachtungen von A. Schlagintweit erfolgt in den Alpen die Temperaturabnahme des Bodens nach der Höhe langsamer in den Thälern als auf freien Abhängen oder Gipfeln, und unter gleichen Umständen rascher in grösseren Höhen. An der Baumgrenze trifft man in den Alpen in den verschiedenen Gebirgszügen nahezu dieselben Temperaturen an, wenn auch die Höhe jener Grenze selbst ziemlich verschieden ist. Die schnellste Abnahme der Bodentemperatur bemerkt man unmittelbar über der Baumgrenze.

Aus Beobachtungen, die Quetelet in Brüssel austellte, lässt sich entnehmen, dass die nicht periodischen Wärmeänderungen der oberen, der Insolation (Bestrahlung durch die Sonne) und der Ausstrahlung ausgesetzten Bodenschichten, mögen diese nun trocken oder von Wasseradern durchzogen sein, parallel gehen den Unregelmässigkeiten der im Schatten beobachteten Luftwärme.*) Die im Pflanzengarten von Chiswick bei London angestellten Beobachtungen ergaben auch, dass in einem Jahre, dessen Temperatur zu niedrig ausfällt, sowohl der freie als der beschattete Boden weniger als seine normale Wärme empfängt. Doch ist der Verlust für den ersteren bedeutender als für den letzteren, was auch für den Gewinn in einem wärmeren Jahre gilt. Uebrigens nehmen auch die unregelmässigen Veränderungen mit wachsender Tiefe an Umfang ab.

Zur Veranschaulichung der Vertheilung der Bodenwärme auf der Erde sind von Kupffer die sog. Geoisothermen eingeführt worden, welche alle Stellen gleicher mittlerer Bodenwärme mit einander verbinden. An Orten, wo der Regen ziemlich gleichförmig auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt und der jährliche Spielraum der Temperatur nur gering ist, fallen die Geo-

*) Dove: Berichte d. Berl. Akad. 1846.

isothermen mit den Isothermen gleicher Lufttemperatur nahe zusammen. In Klimaten häufiger Winterregen nähern sie sich dem Aequator, in Klimaten häufiger Sommerregen mehr den Polen als die Isothermen der Luft.

37. *Innere Erdwärme.*

Dringt man von der Schicht constanter Temperatur noch tiefer hinab, so findet man, dass die Temperatur mit wachsender Tiefe zunimmt, und zwar in der Art, dass etwa auf 96 bis 100 Fuss 1° C. kommt. Beobachtungen hierüber hat man vorzugsweise in natürlichen und künstlichen Höhlen und in wasserreichen artesischen Brunnen gemacht. An verschiedenen Orten zeigt sich eine sehr verschiedene Zunahme, was sich aus der verschiedenen Configuration des Bodens, namentlich aus der ungleichen Höhe über der Meeresfläche und anderen localen Einflüssen hinlänglich erklärt. Nimmt man nun an, dass die Erdwärme auf die bezeichnete Weise gleichförmig nach unten zunimmt, so erreicht sie schon in einer Tiefe von 7 geogr. Meilen den Schmelzpunkt des Eisens und Basalts. Indessen hat man ein festes Gesetz der Wärmezunahme aus den bisherigen Beobachtungen noch nicht ableiten können.

Man erkennt nun leicht, dass in einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche tropfbares Wasser, ungeachtet des hohen Druckes, unter dem es steht, in den Zustand des Siedens gerathen muss. Rechnungen zufolge beträgt diese Tiefe im mittleren Europa ungefähr 40,000 Fuss und die entsprechende Temperatur des Wassers 414° C. Dringt das Wasser noch tiefer hinab, so muss es fortwährend Dämpfe bilden.

Zur Beobachtung der Temperatur in tiefen Bohrlöchern und Schachten dienen mit Wasser angefüllte Flaschen, die man in die Tiefe hinablässt und, nachdem sie hier die Temperatur ihrer Umgebung angenommen haben, wieder emporzieht, um die Temperatur des Wassers mittelst eines eingetauchten Thermometers zu beobachten; alsdann die sog. Geothermometer. Walferdin's Maximum- und Minimumthermometer. Magnus gebrauchte hierzu ein Quecksilberthermometer mit etwas weiter Röhre, deren oberes offenes Ende in eine feine gekrümmte Spitze ausgezogen und mit einer weiteren Kappe umgeben ist. Senkt man diesen Apparat in die Tiefe hinab, so wird beim Steigen der Temperatur ein Theil des Quecksilbers in die Kappe fliessen und hier bleiben, wenn das Instrument wieder in die Höhe gezogen

wird. Vergleicht man es nun mit einem übereinstimmenden Normalthermometer, so ergibt sich aus der Differenz der Quecksilberstände, um wie viel die Temperatur in der Tiefe höher war als diejenige, bei welcher das Quecksilber die ganze Röhre ausfüllt. Zu demselben Zwecke haben Becquerel und Peltier ein thermoelektrisches Element empfohlen, das mit einem Multiplicator in Verbindung steht.

38. *Temperatur der Gewässer.*

a. *Temperatur der Quellen.*

Da das Quellwasser grösstentheils von atmosphärischen Niederschlägen herrührt, so wird seine Wärme von der Temperatur der letzteren abhängen. Das die Quellen speisende Wasser, dessen Temperatur der Luftwärme entspricht, pflanzt die letztere nach der Tiefe fort. Wenn nun dasselbe bis zu einer gewissen Tiefe hinabdringt, so wird sich in Ansehung des Quellwassers schliesslich eine der mittleren Luftwärme des betreffenden Ortes entsprechende Temperatur herausstellen. Dies wird der Fall sein, wenn das atmosphärische Wasser mindestens bis zur Schicht constanter Temperatur (Nr. 36.) hinabgeht. Bei geringerer Tiefe nimmt das Quellwasser an den äusseren Temperaturschwankungen Antheil. Die Extreme der Temperatur werden aber in der jährlichen Periode um so später eintreten, und die Differenz dieser Extreme wird um so geringer sein, aus je grösserer Tiefe die Quelle emporsteigt. So gibt es auf der nördlichen Hemisphäre viele Quellen, bei welchen das Maximum ihrer Temperatur im Herbst (September oder October) und das Minimum derselben im Frühling (März oder April) eintritt. Die Differenz zwischen beiden Extremen beträgt dann meistens 1 bis 2°.

Insofern die Quellenwärme von der Temperatur des eindringenden atmosphärischen Wassers abhängt, ist auch für solche Quellen, welche aus der Tiefe constanter Temperatur aufsteigen, eine mit der mittleren Temperatur der Luft übereinstimmende Wärme nur da zu erwarten, wo der Regen auf die verschiedenen Jahreszeiten möglichst gleichförmig vertheilt ist. Fällt dagegen, wie in Südeuropa, in den wärmsten Monaten kein Regen, so ist die Quellenwärme niedriger als die mittlere Luftwärme. So wird auch in der Nähe der Wendekreise, wo die Quellen vorzugsweise von dem kühleren Wasser der Regenzeit gespeist

werden, die Quellenwärme niedriger als die mittlere Lufttemperatur sein. In höheren Breiten aber, wo das Maximum des Regens in den Sommer fällt, wird die Temperatur des Quellwassers die mittlere der Luft übersteigen.

Beobachtungen in Grossbrittannien, Schweden, Deutschland und der Schweiz haben ergeben, dass dort allerdings die mittlere Quellentemperatur etwas höher ist als das vieljährige Mittel der Lufttemperatur. Die Grösse, um welche sich die mittlere Luftwärme unter das Mittel der Quellenwärme erniedrigt, nimmt in der Richtung von SW. nach NO. zu.

Beobachtungen, die A. Schlagintweit in den Alpen anstellte, ergaben, dass die Quellen in den Thälern in gleicher Höhe wärmer sind, als jene auf Abhängen oder Gipfeln, was besonders in den höchsten Regionen sehr deutlich hervortrat.

Mit zunehmender Höhe nimmt die Quellenwärme ab. Für den Harz fand Hertzer*) auf Grund zahlreicher Beobachtungen für eine Abnahme der Quellenwärme um 1° R. im Mittel eine Erhebung (Höhenstufe) von 640 P. Fuss. Die Temperatur der Luft sinkt im Harze mit 580 F. Erhebung um 1° R., nimmt also schneller ab als die Temperatur der Quellen. Für den Thüringer Wald fand Fils eine Höhenstufe von 594 P. Fuss bezüglich einer Temperaturabnahme von 1° C. oder 742 F. für 1° R. Im Bayerischen Walde beträgt die Höhenstufe, nach Sendtner, 854 F., hingegen für die Bayerischen Alpen (nach demselben) 1085 F. Hertzer hebt noch hervor, dass veränderliche Quellen eine langsamere Temperaturabnahme bekunden als constante.

Eine sehr merklich niedrige Temperatur zeigen, nach Hallmann, jene Quellen, die als Abflüsse hochgelegener unterirdischer oder offener Wasseransammlungen erscheinen. Dieselben führen, indem das Wasser rasch und in Masse herabkommt, Kälte aus der Höhe mit sich, und sind daher abnorm kalt für das Niveau, in welchem sie hervortreten. Es gehören hierher die Quellen des Mühlbaches von Nemie, ebenso einige im Taveronethale zwischen Arsoli und Agosta.

Quellen, deren Temperatur die mittlere Luftwärme be-

*) Die Quellentemperatur der Harzgegend in der Richtung und Höhe zwischen Halberstadt und dem Brockengipfel. Wernigerode, 1874.

deutend übersteigt, werden insgemein **Thermen** genannt. Je nachdem ihre Temperatur über oder unter 30° C. liegt, spricht man von absoluten oder relativen Thermen. Man findet die ersteren in den verschiedensten Gegenden der Erde. Manche haben eine der Siedehitze gleichkommende Temperatur. Dieselben kommen wahrscheinlich aus einer sehr bedeutenden Tiefe, so dass ihre hohe Temperatur von der innern Erdwärme herrührt. Jedoch empfangen viele heisse Quellen, die in der Nähe thätiger Vulkane entspringen, ihre Wärme durch diese, während andere Quellen durch die Hitze, die im Innern bereits erloschener Vulkane noch vorhanden und durch eine mächtige Erddecke am Entweichen verhindert ist, zu Thermen werden mögen.

b. *Temperatur der Flüsse und Seen.*

Das feste Land und das Wasser bieten in Rücksicht ihres Verhaltens zur Wärme einige bemerkenswerthe Unterschiede dar. Zuvörderst kommt hier der Unterschied in Betracht, dass gleiche Gewichtstheile Wasser und trockene Erde zum Behufe gleicher Temperaturerhöhung sehr ungleicher Wärmemengen bedürfen: das Wasser fast 5mal so viel als die Erde. Luft und Erde zeigen in dieser Beziehung einen viel geringeren Unterschied. Sodann wird ein beträchtlicher Theil der dem Wasser zufallenden Wärme zur Umwandelung desselben in Dampf verwendet, was eine Abkühlung mit sich führt. Indem nun das Wasser unter sonst gleichen Umständen seine Temperatur durch Absorption der Wärme weniger erhöht, aber auch durch Ausstrahlung weniger erkaltet als der starre Boden, werden die Extreme der äusseren Temperaturschwankungen in den oberen Schichten ausgedehnter Wassermassen minder scharf hervortreten als auf dem festen Lande. So wird z. B. der Unterschied zwischen Tag und Nacht im Wasser eine geringere Temperaturdifferenz bewirken als auf dem Lande.

Wie die Luftwärme, so zeigt auch die Flusswärme eine tägliche und jährliche Periode. Wird die Luft kälter oder wärmer, so geschieht dies auch in Ansehung des Flusswassers, jedoch langsamer und in geringerem Maasse, so dass z. B. zur Zeit des Morgens, wo die Luftwärme ihr Minimum erreicht, das Flusswasser noch wärmer als die Luft ist. Die täglichen Schwankungen der Flusswärme sind geringer als die der Luft-

wärme. Dasselbe gilt auch von den monatlichen und jährlichen Schwankungen.

Ferner hat sich herausgestellt, dass viele Flüsse der gemässigten Zone im Winter wärmer, im Sommer kühler als die Luft sind. Doch stimmt ihre Mitteltemperatur mit derjenigen der Luft nahe überein. Bezüglich der Rhone und Saone fand Bravais bei Lyon die mittlere Temperatur des Wassers etwas höher als die der Luft. Abweichungen können durch locale Verhältnisse herbeigeführt werden.

Nach Beobachtungen von Hertzer*) zu Wernigerode (im Harz) zeigt sich das Flusswasser vom April bis October kälter, in den übrigen Monaten wärmer als die Luft. Dagegen fand Renou den Loir-Fluss bei Vendome in allen Monaten wärmer, und v. Freeden die Weser bei Elsfleth stets kälter als die Luft. Nur im Januar zeigte die Weser einen sehr geringen Ueberschuss (von 0,06). Indessen ergaben sich auch in Wernigerode einzelne Ausnahmen von der aufgestellten Regel, und zwar am häufigsten im Winter. Im Jahresmittel stimmten Fluss- und Luftwärme (in Wernigerode) sehr nahe überein. Der Loir-Fluss war aber im Jahresmittel 2,24 Grad wärmer, und die Weser bei Elsfleth 1,3 Grad R. kälter als die Luft.

De Saussure fand die Arve bei Genf an schönen Sommertagen in den frühen Morgenstunden und Abends wärmer als im Laufe des Tages bei höher steigender Sonne. Die Wasserhöhe änderte sich im umgekehrten Verhältniss mit der Temperatur. Je niedriger die letztere, desto wasserreicher war der Strom. Die Ursache dieser Erscheinung hat man in dem Schmelzwasser der Hochgebirge erkannt.

Analoges beobachtete Hertzer zu Wernigerode im März 1860 und 1861, wo das Flusswasser Nachmittags kälter erschien, als Morgens. Den Grund davon sieht Hertzer wohl mit Recht in dem Umstande, dass der Fluss in jener Periode aus seiner Umgebung eine nicht unbedeutende Menge Thauwasser von der Temperatur Null aufnahm, welches aber, da es von einer nur durch die Sonne bewirkten Schneeschmelze herrührte, fast nur am Tage dem Flusse zuströmte. Als eine andere Ursache der

*) Ueber die Temperatur der Flüsse mit Benutzung achtjähriger, in Wernigerode angestellter Beobachtungen. Programm des Gymn. zu Wernigerode. 1865.

in Rede stehenden Erscheinung werden von Hertzer noch die zu jener Zeit stattgefundenen Schneefälle angeführt, welche vermöge der im Wasser erfolgten Schneeschmelze eine vorübergehende Erniedrigung der Flusswärme bewirkten. Ausser den bezeichneten Momenten sind in Hinsicht auf die Temperaturverhältnisse der Flüsse noch zu beachten die directe Einstrahlung der Sonnenwärme, die Berührung des Wassers mit dem Boden, das Gefälle und die Richtung der Flussthäler. —

Im Sommer und Herbst ist die Temperatur des See- und Flusswassers in der Tiefe niedriger als an der Oberfläche, weil die oberen Schichten theils durch Absorption der Sonnenstrahlen, theils durch die warme über sie hinstreichende Luft erwärmt werden. Dagegen müssen dieselben im Winter erkalten, einmal wegen der nächtlichen Ausstrahlung und dann auch, weil sie mit kalter Luft in Berührung kommen. Während des Erkaltens werden aber die Schichten an der Oberfläche dichter, sie sinken deshalb in die Tiefe hinab und werden durch andere ersetzt, welche gleichfalls erkalten und niedersinken. Dies geht so fort, bis die ganze Masse auf 4° C., wo bekanntlich das Wasser seine grösste Dichte hat, erkaltet ist. Geht von hier an die Erkaltung der oberen Wasserschichten noch weiter, so werden sie leichter, indem sie sich von diesem Punkte an wieder ausdehnen; sie sinken daher auch nicht mehr hinab. Daher bildet sich das Eis in stehenden Gewässern gewöhnlich nur auf der Oberfläche und seine Dicke kann eine gewisse Grenze nicht überschreiten.

Am Boden tiefer Landseen beträgt die Temperatur des Wassers meist 4 bis 5° C. Für den Genfer See z. B. fand de la Beche in einer Tiefe von 40 Toisen (à 6 Fuss) eine Temperatur von 5°,6, die bis zu 161 T. constant blieb. Im Zuger See fand derselbe bei einer Temperatur von 15° C. an der Oberfläche in einer Tiefe von 216 F. 5°.

In Flüssen muss freilich wegen der beständigen Bewegung eine andere, und zwar unter Umständen wegen der verschiedenen Bewegung der Wassertheilchen eine mehr gleichförmige Vertheilung der Wärme stattfinden. Bei ihnen beginnt die Eisbildung in der Regel an den Ufern. Doch entsteht auch nicht selten Eis auf dem Grunde, sog. Grundeis. Verschiedene Beobachter fanden da, wo dieses Eis sich bildete, in der ganzen Tiefe des Wassers, also auch auf dem Grunde eine Temperatur

von 0°. Das Grundeis, welches sich durch seine Structur (lockere, poröse Beschaffenheit) meist von anderem Eise unterscheidet, entsteht wahrscheinlich dadurch, dass auf oder unter 0° erkaltete Wassertheilchen erstarren, wenn sie durch die besonderen Bewegungsverhältnisse des Wassers — vermöge hervorragender, Strudel erregender Körper — in die Tiefe hinabgezogen mit starren Körpern in Berührung kommen, welche den Krystallisationsprocess des Wassers in bekannter Weise begünstigen. Befördert wird die Eisbildung in Flüssen durch darin enthaltene feste (erdige) Theilchen. Schnell fliessende Ströme frieren nicht so leicht zu als langsam fliessende, wie denn auch ein Strom bei hohem Wasserstande minder rasch zufriert, als bei niedrigerem.

c. *Temperatur des Meeres.*

Die Wärme der oberen Meeresschichten erweist sich viel gleichförmiger, als die Luft- und Bodenwärme des festen Landes, wie dies nach den obigen Bemerkungen über das Verhalten des Wassers zur Wärme zu erwarten ist. Sowohl der jährliche als tägliche Spielraum der Wärme ist für das Wasser geringer. In mittleren und höheren Breiten zeigt sich der jährliche Spielraum etwas grösser als unter den Tropen fern von den Küsten, erreicht jedoch bei weitem nicht den der Luft- und Bodenwärme des festen Landes. Mit wachsender geographischer Breite nimmt die Meereswärme nur langsam ab, viel langsamer als die Wärme der Continente. Doch erfolgt diese Abnahme für verschiedene Meere nicht auf gleiche Weise; sie ist für den Stillen Ocean, in der Nähe des Arktischen Meeres, merklich grösser als für den Atlantischen, was z. Th. mit Meeresströmungen zusammenhängt. In der heissen Zone ist die Temperatur der Meeresoberfläche meist etwas niedriger als die Temperatur der darüber schwebenden Luft, wogegen in der gemässigten und kalten Zone das Wasser eine etwas höhere Temperatur bekundet. Vergleicht man das feste Land mit dem Meere, so ergibt sich, dass letzteres in der heissen Zone bezüglich der mittleren Jahrestemperatur minder warm als jenes wird, während es sich in der gemässigten und kalten Zone umgekehrt verhält.

Wie in eingeschlossenen Landseen; so müssen auch im Ocean die an der Oberfläche erkalteten Wassertheilchen nieder-

sinken, die wärmeren dagegen aufsteigen. Während aber süsses Wasser, bis auf 4° C. erkaltet, das Maximum seiner Dichte erreicht, und daher bei fernerer Erkaltung sich wieder ausdehnt und leichter wird, also an der Oberfläche bleiben muss, erfährt das Meerwasser wegen seines Salzgehaltes eine fortdauernde Zusammenziehung, so dass es bei Erkaltung unter den Nullpunkt des Thermometers noch fortwährend in die Tiefe sinken kann. Ein anderer Unterschied besteht darin, dass im Meere das in die Tiefe gesunkene kältere Wasser seitlich nach wärmeren Gegenden hinströmen muss, wogegen in eingeschlossenen Landseen ein solches Abfliessen des Wassers nicht ebenso stattfinden kann.

Das Meer zeigt eine Abnahme der Temperatur nach der Tiefe zu, jedoch in verschiedenen Breiten nicht ganz auf dieselbe Weise. Nach Untersuchungen von Lenz stellte sich heraus, dass die Temperaturen in einer Tiefe von ungefähr 420 engl. F. von 48° bis 27° nördl. Br. wachsen von 12° bis 20,5° C. Diese letztere Temperatur erhält sich bis 20° nördl. Br.; dann nimmt die Temperatur wieder ab und bleibt von 15° n. Br. bis zum Aequator constant, etwa 14,5° C., während die Temperatur an der Oberfläche 25—28° beträgt. Dupetit-Thouars fand unter verschiedenen Breiten, dass in grösseren Tiefen als 6000 F. alle Temperaturen zwischen 5°,6 und 2°,3 liegen. Indessen ergaben sich in höheren Breiten (zwischen Grönland und Spitzbergen) in der Nähe des Grundes Temperaturen unter 0°. Auf der Nord- und Ostseite von Island traf man schon in verhältnissmässig geringer Tiefe auf Wasser von 0°. Von Belang für die Temperaturverhältnisse des Wassers in der Tiefe sind ohne Zweifel die Strömungen (S. 41 f.) und die besondere Configuration des Meerbodens, durch welche die Bewegung der Ströme beeinflusst wird.

Die äusseren Temperaturschwankungen dringen in den Ocean, im Vergleich zur starren Erdkruste, bis zu einer sehr beträchtlichen Tiefe ein. Der Umfang dieser Schwankungen nimmt natürlich mit wachsender Tiefe mehr und mehr ab, so dass sie endlich unmerklich werden. Nach einigen Beobachtungen verschwindet die jährliche Periode der Wärmeänderungen in einer Tiefe von 900 bis 1000 F.

Das Meerwasser hat wegen seines Salzgehaltes einen tieferen Gefrierpunkt als das süsse Wasser, auch ist um desselben

Umstandes willen die Temperatur seines Dichtigkeitsmaximums viel niedriger. Das Wasser des grönländischen Meeres, dessen specifisches Gewicht 1,0263, gefriert nach Scoresby bei —2,01° C. Nach Despretz gefriert Wasser von 1,027 specif. Gewicht bei —1°,84 und hat seine grösste Dichtigkeit bei —3°,67 C. Neuerdings fand C. v. Neumann den Gefrierpunkt eines Gemisches von Seewasser, das aus dem Mittelländischen Meere, dem Asiatischen und der Nordsee stammte, bei —2°,6 und das Maximum seiner Dichte bei —4°,74.

Im Winter kühlen sich die oberen Meeresschichten durch Ausstrahlung und Verdunstung und namentlich durch Berührung mit der kalten Luft ab; daher sie wegen vermehrter Dichtigkeit in die Tiefe sinken. Dieser Vorgang wiederholt sich so lange, als sich an der Oberfläche dichtere Wasserschichten bilden können. In der That fand Edlund (Poggend. Ann. Bd. CXXI. S. 513) durch directe Versuche mittelst eines Minimalthermometers, dass bei andauernder Kälte das Meerwasser (der Ostsee) in der Tiefe eine geringere Temperatur hat, als in den oberen Schichten. Bei anhaltender Kälte setzt sich nun die Abkühlung des Wassers bis zu seinem Gefrierpunkte fort, wo denn, wenn eine starke Strömung in dem Wasser eintritt, oder Schnee in dasselbe hineinfällt, sich Eis bildet, das bei fortdauernder Kälte zu einer compacten Masse wird. Finden derartige Begünstigungen der Eisbildurch nicht statt, so schreitet die Abkühlung noch unter den Gefrierpunkt fort und die erkalteten Wasserschichten erfahren unter günstigen Verhältnissen einen bedeutenden Anwachs. Es wird dann aber, wenn durch irgend einen Umstand an einer Stelle die Eisbildung eintritt, diese mit grosser Geschwindigkeit durch die ganze Masse fortschreiten. Nach Edlund sollen fast alle Beobachter darin übereinstimmen, dass auf dem Meere die Eisbildung nicht gewöhnlich an der Oberfläche, sondern vielmehr in einer Tiefe stattfinde, die zwischen 60—70 Fuss schwankt. Das Eis scheidet sich in Gestalt eines Breies oder in kreisrunden Täfelchen ab, deren Durchmesser zwischen 1 und 5 Zoll variirt. Geht diese Bildung einmal vor sich, so schreitet sie mit einer so bedeutenden Geschwindigkeit fort, dass die Fischer mit ihren kleinen Booten sich nur mit Mühe durch den Brei hindurcharbeiten können. Scheidet sich das Eis in kleinen Täfelchen aus, so kommen diese mit der scharfen Kante zuerst an

die Oberfläche und gewöhnlich ebenfalls so massenhaft, dass sie die Netze der Fischer, Seetang u. dergl. mit emporbringen.

Ein grosser Theil der Polarmeere ist beständig mit Eis bedeckt, dessen Grenzen jedoch veränderlich sind. Die Eisfelder entstehen nicht etwa blos von den Küsten aus, sondern nach Scoresby, welcher die Eisbildung zwischen Spitzbergen und dem Nordpol beobachtete, auch auf dem offenen Meere. Zunächst tritt auf der Oberfläche eine Fülle von Krystallen zu Tage, die sich zu kleinen runden Schollen vereinigen, welche allmählig an Umfang zunehmen und wegen ihrer Form von den englischen Seeleuten Pancakes (Pfannkuchen) genannt werden. Bei ruhiger See bildet sich dann aus ihnen eine Eisdecke (Eisfeld), die von unten her ziemlich rasch an Dicke zunimmt. Eine Vergrösserung von oben kann ebenfalls stattfinden, nämlich durch den während des Winters gefallenen Schnee, der durch wechselndes Aufthauen und Gefrieren in Eis verwandelt wird. Die Eisfelder an der Küste von Grönland haben eine Dicke von 24—26 F., von denen 4—6 F. über die Meeresfläche sich erheben. Die Länge mancher Eisfelder soll 25 Meilen und die Breite halb so viel betragen. Dieselben treiben entweder frei in der See, oder sitzen mit einer Seite an der Küste fest. Das auf dem Meere schwimmende Polareis heisst Treibeis. Kleinere von den Eisfeldern abgetrennte Stücke, welche sich nicht selten in sehr grosser Menge zusammendrängen, bilden das sog. Packeis. Manche Eisfelder bieten eine völlig ebene Fläche dar, während andere mit zahlreichen Erhöhungen (Höckern) versehen sind. Diese letzteren rühren theils von Eismassen her, welche bei Stürmen mit den Wellen auf die Eisfelder geschleudert werden, theils von Schnee, der durch die Winde angehäuft und nachher in Eis verwandelt wird. — Die Eisfelder lassen sich schon aus beträchtlicher Entfernung, selbst wenn sie noch unter dem Horizont sind, durch den sog. Eisblink erkennen. Derselbe ist eine Art von Luftspiegelung, welche durch eine ungewöhnliche Brechung und Reflexion der vom Eise ausgehenden Lichtstrahlen bewirkt wird.

Die Eisberge, welche in den Polargegenden (Küste von Grönland, Davisstrasse, Baffinsbay) in grosser Anzahl vorkommen, haben mitunter eine Gesammthöhe von 1500—1800 Fuss, und ragen je nach dem Unterschiede zwischen den specifischen Ge-

wichten des Eises und des Seewassers mehr oder weniger über die Oberfläche des Wassers empor. Viele dieser Eisberge verdanken ihren Ursprung gletscherartigen Eismassen, welche in den benachbarten Gebirgsthälern entstehen und sich bis in's Meer forterstrecken. Bruchstücke, die sich am vordern Rande des Gletschers ablösen, bewegen sich auf dem Meere weiter und bilden schwimmende Eisberge. Andere Eisberge entstehen dadurch, dass Bruchstücke von Eisfeldern durch die Wogen u. dgl. über und unter einander geschoben werden, wozu noch eine allmählige Vergrösserung durch den auf die oberen Schollen fallenden Schnee kommen kann, indem dieser durch partielles Aufthauen und nochmaliges Gefrieren endlich in Eis übergeht. Auch die Eisberge kann man wegen ihrer Höhe und ihres Glanzes schon aus beträchtlicher Entfernung erkennen.

Man unterscheidet eine Sommer- und Wintergrenze des Polareises. Die Wintergrenze des nördlichen Polareises läuft nach Scoresby, um Labrador, schliesst die Baffinsbai etwa am Polarkreise ab, umzieht das ganze nördliche Grönland, schneidet den nördlichen Theil von Island und zieht sich südlich von Jan-Mayen und der Bäreninsel fast mitten zwischen dem Nordcap und der Südspitze von Nowaja-Semlja hin. Die Sommergrenze des nördlichen Polareises geht von der Südspitze Grönlands, etwa 1° nördlich von Jan-Mayen, nach dem Nordcap, biegt ungefähr in der Mitte zwischen Jan-Mayen und dem Nordcap um die Nordspitze von Spitzbergen gegen die Bäreninsel, und trifft etwa in dem Parallel von 75° das nördliche Nowaja-Semlja.

Ueber diese Grenzen hinaus gelangt das Polareis durch Strömungen in niedere Breiten, indem es mit dem Beginn der warmen Jahreszeit, unter dem Einfluss der höher steigenden Sonne in Bewegung geräth. Namentlich werden aus den Gegenden zwischen Spitzbergen und Grönland, und aus der Baffinsbai viele Treibeismassen durch Strömungen aus dem nördlichen Polarmeere den niederen Breiten und dem Golfstrom (im Meridian von Neufundland) zugeführt, wo dieselben dann rasch schmelzen. Auf der südlichen Hemisphäre treiben gleichfalls bedeutende Eismassen niederen Breiten zu.

39. *Grenzen des ewigen Schnees.*

Vermöge des Gesetzes, nach welchem die Temperatur mit wachsender Höhe abnimmt, muss es überall, selbst unter dem

Aequator, eine Höhe geben, wo der gefallene Schnee auch im Sommer nicht mehr wegschmelzen kann. Die Linie nun, welche alle Punkte enthält, von denen an der Schnee selbst im Sommer liegen bleibt, nennt man die Grenze des ewigen Schnees, oder auch die Schneelinie. Die Höhe derselben ist bedingt durch die mittlere Jahrestemperatur, vorzugsweise aber durch die Intensität und Dauer der Sommerwärme und durch die Menge des im Winter fallenden Schnees. Je grösser die letztere ist und je kleiner die beiden ersteren Factoren sind, desto tiefer geht die Schneelinie herab. Haben zwei Orte gleiche mittlere Jahrestemperatur, so richtet sich für dieselben die Höhe der Schneegrenze besonders nach der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten. Je gleichförmiger diese Vertheilung und geringer demgemäss die Sommerwärme ist, desto weniger wird der in der kälteren Jahreszeit gefallene Schnee im Sommer völlig wegschmelzen können, desto tiefer wird also die Schneelinie herabreichen. Die mittlere Jahrestemperatur kann dabei über 0° sein. In höheren Breiten liegt die Schneegrenze höher als die Isotherme von 0°, am Aequator unterhalb dieser Isotherme. Die mittlere Temperatur der Schneegrenze ist also hier (am Aequator) höher als 0°. Nach Humboldt entspricht die Schneegrenze daselbst der Isotherme von 0°,4, in der gemässigten Zone der Isotherme von —4° und in der kalten der von —6°.

Für Küstengebirge muss die Schneelinie tiefer herabgehen als für Gebirgsgegenden im Innern der Continente. Denn dort ist der Spielraum der Temperatur geringer und die Luft feuchter, es fällt also daselbst auch mehr Schnee und der Sommer ist weniger heiss als hier.

Einen besonderen Einfluss auf die Höhe der Schneelinie übt noch die Configuration. — Gegensatz der Schatten- und Sonnenseite eines Gebirges.

Insofern die Grenze des ewigen Schnees sich mit den Jahreszeiten ändert, nämlich in den wärmeren höher hinaufrückt, und auch in heissen Sommern höher liegt als in kühleren, spricht man auch von einer mittleren Schneegrenze, und unterscheidet mit Bezug auf dieselbe und auf jene Veränderungen eine obere und untere Grenze. Doch wird die obere Schneegrenze auch noch in einem anderen Sinne gefasst. Wenn man nämlich im

Sommer höhere Gebirge besteigt, so trifft man zunächst auf einzelne Schneepartien, die mit wachsender Höhe an Ausdehnung zunehmen und sich endlich zu einer allgemeinen Schneedecke vereinigen, aus der wohl noch in den grössten Höhen nackte Felsen, die dem Schnee keine Anhaltspunkte darbieten, hervorragen. Da nun die Höhendifferenz zwischen den ersten Schneeflecken bis zu den grösseren Schneefeldern in manchen Gebirgen mehrere 100 und selbst 1000 Fuss beträgt, so bezieht man die Unterscheidung zwischen oberer und unterer Schneegrenze hie und da auch auf diese Höhendifferenz.

Einen beträchtlichen Unterschied zeigen die nördliche und südliche Abdachung des Himaláya. Auf jener liegt die Schneelinie nach Humboldt 3420′ höher als auf dieser. Die letztere fällt bis zum Niveau des Meeres ab, die erstere schliesst sich aber an die bedeutende Hochebene von Tibet an. Die von dem indischen Ocean herkommende feuchte Luft wirft auf der südlichen Abdachung in den höheren Gegenden des Gebirges eine grosse Masse von Schnee nieder, was auf der nördlichen nicht der Fall sein kann, da hier die Luft bei weitem trockner ist.

Die folgende Tabelle enthält die Höhe der Schneegrenze an verschiedenen Orten der Erde.

Orte.	Breite.	Untere Grenze des ewigen Schnees.	Mittl. Temp. am Meere in gleicher Breite. Jahr.	Mittl. Temp. am Meere in gleicher Breite. Sommer.	Mittlere Temperatur in der Höhe. Jahr.	Mittlere Temperatur in der Höhe. Sommer.
Norwegen, Küste	71°25′ N.	720m	0°,2	6°,4	—3°,9	2°,3
Norwegen im Innern	61 2 -	1560	4 ,2	16 ,3	—4 ,5	7 ,6
Kamtschatka	56 40 -	1600	2 ,0	12 ,6	—6 ,9	3 ,7
Altai	50	2144	7 ,3	16 ,8	—1 ,4	8 ,1
Alpen	45 75 -	2708	11 ,2	18 ,4	—4 ,0	3 ,2
Kaukasus (Elbruz)	43 21 -	3372	13 ,8	21 ,6	—5 ,0	2 ,8
Pyrenäen	43	2728	15 ,7	24 ,0	0 ,4	8 ,7
Ararat	39 42 -	4433	17 ,4	25 ,6	—7 ,1	1 ,1
Himaláya (süd. Abh.)	31	3956	20 ,2	25 ,7	2 ,0	7 ,5
Mexico	19 15 -	4500	25 ,0	27 ,8	—0 ,6	2 ,2
Abyssinien	13 10 -	4287	. .	. .	. . .	. .
Sierra Nevada de Merida	8 5 -	4550	27 ,2	28 ,3	1 ,4	2 ,5
Cordilleras von Quito	0 0 -	4824	27 ,7	28 ,6	0 ,3	1 ,2
Cordilleras von Chili	15 S.	4853	. .	. .	. . .	. .
Chili, Andes der Küsten	42 30 -	1832	. .	. .	. . .	. .
Magelhaenstrasse	53-54°-	1130	5 ,4	10	—0 ,9	3 ,7

40. *Gletscher.*

Aus den Schneemassen der Hochgebirge entstehen unter Umständen zusammenhängende Eismassen von eigenthümlicher Beschaffenheit, die man Gletscher nennt. Sie erstrecken sich meist von der unteren Grenze des ewigen Schnees als unregelmässige, weisse Streifen in den Gebirgsthälern der kalten und gemässigten Zone bis zu einer bedeutenden Tiefe herab. Die Schneemassen der Hochgebirge werden theils durch ihr eigenes Gewicht, theils durch Winde und Lawinen über die Abhänge der Berge in die Querthäler hinabgedrängt. Hier in den niederen Gebirgsgegenden werden diese Schneemassen, die sich im Winter noch durch Schnee aus der Atmosphäre vermehren, in der wärmeren Jahreszeit zum Theil geschmolzen. Das an der Oberfläche während des Tages gebildete Schmelzwasser dringt nun tiefer zwischen die einzelnen Schneekrystalle ein und verbindet sich beim nachherigen Frost (in der nächstfolgenden Nacht) mit den Schneeflocken, wodurch diese in Körner von durchsichtigem Eise verwandelt werden. Durch erneuerte Einwirkung der Sonne schmelzen die kleineren Eiskörner wieder und vergrössern durch nachmaliges Gefrieren die grösseren, indem sich ihr Schmelzwasser mit den letzteren verbindet. Durch Wiederholung dieses Vorganges bilden sich immer grössere Eiskörner, die allmählig in einander greifen und so eine mehr oder weniger zusammenhängende Eismasse bilden, welche durch neues in die Zwischenräume eindringendes und hier gefrierendes Schmelz- und Regenwasser immer compacter und in ihrer Beschaffenheit dem gewöhnlichen Eise immer ähnlicher wird. Je höher man steigt, desto kleiner erscheinen die Eiskörner, aus denen das Gletschereis sich bildet, so dass sie in einer Höhe von 8000 Fuss ungefähr die Grösse von Erbsen zeigen. Hier bildet die Oberfläche der Gletscher nicht mehr eine compacte, sondern eine lockere Masse, die man Firn nennt. Diese Firnmasse, welche sich beim Herabsenken in Gletschereis verwandelt, entsteht, wie Kämtz wahrgenommen hat, auf die angegebene Weise aus dem Schnee.

Die Gletschermasse bewegt sich, zuverlässigen Beobachtungen zufolge, langsam ihrem tiefsten oder vorderen Rande zu. Da nun hier das Eis durch Abschmelzen sich vermindert, so kann

der Gletscher, wie man sagt, wachsen oder scheinbar zurückgehen, je nachdem die thalabwärtsgehende Bewegung das Abschmelzen oder dieses jene übertrifft. Die jährliche Bewegung des Aargletschers beträgt nach Agassiz 220′, und Hugi gibt das Vorschreiten des Grindelwaldgletschers, Ende August 1842, in 24 Stunden zu 12 bis 14 Zoll an. Die Geschwindigkeit der Bewegung steht mit der äusseren Temperatur in nächster Beziehung, da sie am Tage und im Sommer grösser als in der Nacht und im Winter ist.

Gebirgsschutt und Felsblöcke, welche von den Thalwänden auf den Gletscher herabfallen, werden von diesem weiter geführt und bilden dann wallartige Erhöbungen oder Schuttwälle (Gandecken, Moränen). Solcher Schuttwälle gibt es in der Regel zwei, die den Gletscher seiner ganzen Länge nach auf beiden Seiten begleiten. Bei der Vereinigung zweier Gletscher, welche aus verschiedenen Hochthälern in einem tieferen Thale zusammenkommen, verbinden sich auch die einander zugewandten Schuttwälle, so dass nun eine von den beiden Thalwänden entferntere Mittelmoräne entsteht. Aller Schutt aber, der das vordere Gletscherende erreicht, fällt hier herunter und bildet daselbst gleichfalls einen Schuttwall, eine sog. Endmoräne. — Grössere Felsblöcke, welche auf der Oberfläche des Gletschers liegen, halten die Wärmestrahlen von dem Eise ab, das sie bedecken, während die umliegende Gletschermasse sich durch das Abschmelzen vermindert. So kommt der Felsblock allmählig auf eine mehr oder weniger hohe Eissäule zu liegen und es entsteht ein sogenannter Gletschertisch.

Die Ursache des Fortrückens der Gletscher ist zunächst die Schwere, indem die Eismasse auf ihrer Grundlage wie auf einer schiefen Ebene herabzugleiten strebt. Der abwärtswirkende Druck ist natürlich abhängig von der Neigung der Bodenfläche und vom Gewichte der aufliegenden Eismasse, und die Geschwindigkeit der Bewegung überdies noch von der Menge des am Boden abschmelzenden Eises. Aus dem letzteren Umstande erklärt sich z. Th. auch die Abhängigkeit der Bewegung von der Temperatur. Die Ursachen aber, welche das Abschmelzen an der unteren Fläche des Gletschers bewirken, sind nach Merian das von aussen in die Klüfte des Gletschers eindringende Wasser, die eindringende warme Luft, die Wärme des Erdbodens, und endlich die Quellen, die unter dem Gletscher entspringen. Andere sehen die Ursache der Gletscherbewegung vorzugsweise in dem Schmelzwasser, das

die zahllosen feinen Haarspalten nach allen Richtungen durchsetzen, und während es hier gefriert, durch seine ausdehnende Gewalt den Gletscher abwärts bewegen soll. Hiergegen lassen sich jedoch einige triftige Bedenken erheben (s. u. a. des Verf. Meteorologie S. 353). Uebrigens erkennt man, dass diese Ansicht und die zuvor berührte sich nicht gerade ausschliessen. — Beeinflusst wird die Gletscherbewegung noch besonders von den Druckwirkungen und den Verschiebungen der Eistheilchen. Aus verschiedenen in neuerer Zeit angestellten Versuchen hat sich ergeben, dass das Eis einen nicht unbeträchtlichen Grad von Plasticität besitzt; daher die Gletschermassen sich den Thalformen anschmiegen. Ist die Temperatur des Eises und seiner Umgebung nahe dem Schmelzpunkte, so kann schon ein sehr geringer Druck, wenn er anhaltend wirkt, eine Verschiebung der Eistheilchen herbeiführen. (Ueber die Plasticität des Eises s. Fr. Pfaff: Sitzungsberichte der Erlanger naturw. Ges. VII. S. 72.)

Sechstes Kapitel.

Erscheinungen, welche vorzugsweise von den Temperaturverhältnissen der Erdoberfläche und der Atmosphäre abhängen.

a. Winde.

41. *Ursache der Winde.*

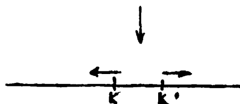
Die Luftströmungen, welche man Winde nennt, haben ihren Grund in einer Störung des atmosphärischen Gleichgewichts, die grösstentheils durch die ungleiche und wechselnde Erwärmung der Erdoberfläche bedingt ist.

Wenn die Luft an irgend einer Stelle der Erdoberfläche stärker erwärmt wird, als die angrenzenden Luftmassen, so muss sie, eben in Folge der Erwärmung und der damit zusammenhängenden Ausdehnung, einen aufsteigenden Luftstrom bilden, der oben nach den kälteren Gegenden abfliesst, während unten die Luft von den kälteren Stellen in horizontaler Richtung herbeiströmt. Die aufsteigende, oben seitlich abfliessende Luftmasse wird aber in Folge allmähliger Abkühlung nach einiger Zeit wieder hinabsinken.

Auf solche Weise entstehen die Land- und Seewinde, namentlich auf Inseln und an den Küstengegenden zwischen den Wendekreisen, obschon sie auf diese Zone nicht beschränkt sind. Am Tage, wo die Sonne das Land stärker erwärmt als das Wasser, entsteht über jenem ein aufsteigender Luftstrom, der unten durch die kältere Meeresluft ersetzt wird. Man hat dann auf dem Lande Seewind. Des Nachts aber, wo das Land durch Ausstrahlung der Wärme stärker erkaltet als das Meer, strömt die kältere Landluft nach dem Meere, welches nun Landwind hat, der bis zum Sonnenaufgang hin an Intensität zunimmt. Der Seewind erreicht zur Zeit der grössten Tageswärme das Maximum seiner Stärke. Der Uebergang aus dem einen Wind in den andern ist durch Windstille charakterisirt.

Erkaltet die Luft an irgend einer Stelle der Erdoberfläche stärker als an den angrenzenden Stellen, so fliesst unten die kältere, schwerer gewordene Luft nach allen Seiten ab, während sich wärmere Luft herabsenkt, um die wegfliessende zu ersetzen. Auf diese Art entstehen z. B. die kühlen Winde, welche an heissen Sommertagen aus dichten Wäldern oder aus dem Schatten dunkler Wolken kommen.

Fig. 8.



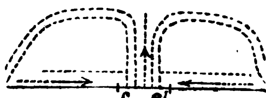
Eine beträchtliche Störung des atmosphärischen Gleichgewichts kann auch durch eine rasche und massenhafte Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes herbeigeführt werden.

Zur Ermittelung der Geschwindigkeit des Windes hat man verschiedenartige Instrumente (Anemometer), welche entweder die Höhe, bis zu welcher ein bestimmtes Gewicht durch den Wind gehoben, oder die Länge des Weges angeben, um den es fortgeschoben wird. Auch lässt sie sich aus der Umdrehungszahl kleiner Windflügel berechnen, u. s. w.

42. *Passatwinde.*

Dieselben werden zunächst durch die stärkere Erwärmung der Erde unter dem Aequator im Vergleich zu den mehr polwärts gelegenen Gegenden erzeugt. Ueber dem Aequator steigt die stärker erwärmte Luft auf, um in der Richtung

Fig. 9.



nach den beiden Polen hin abzufliessen, während unten in entgegengesetzter Richtung minder warme Luft herbeiströmt. Da nun der in der Richtung vom Nordpol nach dem Aequator fortschreitende Luftstrom allmählig zu Orten gelangt, die eine grössere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als er selbst haben, so muss dieser Strom, indem er in seiner geringeren Drehungsgeschwindigkeit zu beharren strebt, westwärts zurückbleiben und daher als ein Nordostwind sich darstellen. Auf gleiche Weise erhält der auf der südlichen Erdhälfte nach dem Aequator fortschreitende Luftstrom eine südöstliche Richtung. Man nennt diese beiden unteren Ströme die directen Passate, in Bezug auf die Richtung aber den auf der nördlichen Erdhälfte herrschenden den Nordost-, und den auf der südlichen Hemisphäre waltenden den Südost-Passat.

Der unter dem Aequator aufsteigende und nach den Polen hin abfliessende Luftstrom, den man den oberen oder rückkehrenden Passat nennt, hat, indem er von grösseren zu kleineren Parallelkreisen fortschreitet, eine grössere Rotationsgeschwindigkeit als die Orte, zu welchen er successiv gelangt. Derselbe eilt daher in der Richtung von W. nach O. voraus, und erhält demgemäss auf der nördlichen Erdhälfte eine südwestliche, auf der südlichen hingegen eine nordwestliche Richtung. Je mehr sich aber dieser obere Passat vom Aequator entfernt, desto mehr senkt er sich herab, so dass er endlich den Boden berühren muss. — Die wirkliche Existenz des oberen Passates hat man erkannt an dem Zuge der höchsten Wolken und aus der Fortbewegung vulkanischer Asche.

Die Zone, welche die unteren Passate der beiden Hemisphären, den Nordost- und Südost-Passat, von einander trennt, nennt man die Region der Calmen (Windstillen), deren Ruhe durch regelmässig auftretende Gewitter unterbrochen wird, indem der daselbst aufsteigende Luftstrom Wasserdämpfe emporführt, die in der Höhe condensirt werden. Die Lage und Grenzen der Calmenregion (*cc'* Fig. 9.) verändern sich mit der Declination der Sonne, so dass sie während der nördlichen Declination nordwärts, während der südlichen dagegen südlich fortrückt, womit natürlich auch eine Veränderung der äusseren Grenzen jener Winde verbunden ist.

Nach Ermittelungen von Horsburgh beträgt in Ansehung

des atlantischen Oçeans die Breite der Calmenregion im jährlichen Mittel 5° 52′, im Winter 3° 20′, im Frühling 4° 2′, im Sommer 8° 5′ und im Herbst 6° 40′. Die äussere Grenze des Nordostpassates liegt im Sommer in der Nähe der Azoren, im Winter südlich von den Canaren. Im stillen Ocean erstreckt sich die äussere (Polar-) Grenze des bezeichneten Passates nach Kerhallet im Januar bis zu 21° nördl. Breite, im Juli bis zu 31° 43′.

Die Verschiebung der Calmenregion in der jährlichen Periode beträgt viel weniger, als die Declination der Sonne sich ändert. In dem Maasse aber, als jene Region des aufsteigenden Luftstromes nach Nord oder Süd rückt, verändern sich auch die Grenzen und Lagen der Passate. Während nun hierbei manche Orte stets in dem Nordost- oder Südostpassat bleiben, werden andere wechselnd in die Region der Windstillen und in die Zone des Passates aufgenommen (s. Fig. 9).. Auch werden manche Orte wechselnd dem einen und dem andern Passate ausgesetzt, während wieder andere Orte einen Theil des Jahres hindurch in dem einen der beiden Passate und in der übrigen Zeit ganz ausserhalb des Passatgebietes liegen. In letzterer Beziehung sei an die nördlichen Luftströmungen erinnert, welche an den Küsten des mittelländischen Meeres im Sommer herrschen. Dieselben sind dadurch bedingt, dass das mittelländische Meer im Sommer in die Verlängerung des nördlichen Passates aufgenommen wird. Während unseres Sommers rückt die Region der Calmen und mit ihr die Passatzone am weitesten nach Norden, so dass es eben nur die unten nach jener Region fliessende Luft ist, welche als nördlicher Wind auf dem Mittelmeere zur Erscheinung kommt. Dagegen befindet sich dieses Meer im Winter, wo die Calmenregion weiter südwärts gelegen ist, ausserhalb der Passatzone.

Ueberschreitet der Südostpassat bei nördlicher Declination der Sonne den Aequator, so besitzt er, indem er auf der nördlichen Hemisphäre von grösseren Breitenkreisen zu kleineren fortfliesst, eine grössere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als die Orte, die er successiv erreicht. Derselbe eilt mithin in Bezug auf diese Orte ostwärts voraus und erscheint demgemäss mehr als ein von W. kommender Wind, so dass er zuvörderst, indem die östliche Richtung mehr und mehr zurücktritt, als

Süd- und schliesslich als Südwestwind auftreten muss. Solchergestalt entstehen die Südwestmonsoons im indischen Meere und südlichen Asien. Hier herrscht nämlich in den wärmeren Monaten, von April bis zum October, ein beständiger Südwestwind (SW.-Monsoon), während der übrigen Hälfte des Jahres aber der Nordostpassat (NO.-Monsoon). Nach Beobachtungen, die Goldingham in Madras anstellte, dauert der NO.-Monsoon vom 19. October bis zum 2. März: sein Anfang variirt aber vom 29. September bis zum Beginn des November. In Angarakandy an der Malabarküste fällt, nach Brown, der Anfang des SW.-Monsoon im Mittel auf den 31. Mai, schwankt jedoch zwischen dem 20. Mai und 18. Juni. Die Ursache nun, dass der Südostpassat bei nördlicher Declination der Sonne so weit nach Norden hinaufrückt und demzufolge in einen Südwestwind übergeht, liegt in dem Umstande, dass mit zunehmender Mittagshöhe der Sonne die Temperatur in Centralasien und Sibirien rasch zunimmt und damit eine bedeutende Verminderung des atmosphärischen Druckes verbunden ist. Der letztere wird daselbst, wegen geringerer Zunahme der Elasticität des Wasserdampfes, kleiner als in der südlicher gelegenen heissesten Zone; daher das Zuströmen der Luft von Süden über diese Zone hinaus nach N. hin stattfindet. Dass dasselbe aber so lange andauert, ergibt sich, wie Dove hervorgehoben, daraus, dass der Südwestmonsoon am Südabhange des Hochlandes von Innerasien durch mächtige Niederschläge einen grossen Theil seines Wasserdampfes verliert und deshalb die Verminderung des atmosphärischen Druckes über Central-Asien nicht aufzuheben vermag.

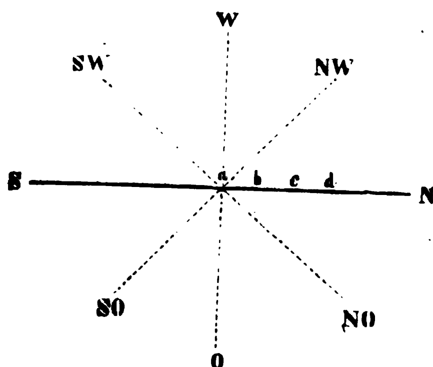
Die Passate des atlantischen Oceans erfahren eine besondere Modification von Seiten Ober-Guineas, durch dessen Lage der Südostpassat dergestalt heraufgezogen wird, dass vom Juni bis September regenbringende SW.- und WSW.-Winde bis zu den Capverdischen Inseln heraufwehen. Es sind dies die von den Guineafahrern sogenannten Westmonsoons der Linie.

Ueberschreitet der Nordostpassat bei südlicher Declination der Sonne den Aequator, so wird derselbe, indem er von grösseren Parallelkreisen zu kleineren fortfliesst, in einen Nordwestwind übergehen. So findet es sich in Rücksicht Neuhollands.

43. *Windverhältnisse der gemässigten Zone.*

Die Windverhältnisse der aussertropischen Zone sind im Wesentlichen durch zwei Luftströme bedingt, die im Allgemeinen neben einander fliessen. Der eine Strom hat die Richtung vom Aequator nach dem Pole und fliesst von wärmeren zu kälteren Gegenden; der andere hat die entgegengesetzte Richtung und fliesst von kälteren zu wärmeren Zonen. Man nennt jenen den Aequatorial-, diesen den Polarstrom. Aus dem Wechsel beider Ströme an demselben Orte resultiren die Veränderungen der Windesrichtung, welche im Mittel nach einem bestimmten Gesetze erfolgen, das unter dem Namen des Drehungsgesetzes bekannt ist, und sich nach Dove auf folgende Weise erklären lässt. Die Hauptpunkte hatte bereits Kant richtig ins Auge gefasst.

Fig. 10.



Wenn an einem Orte *a* der nördlichen Halbkugel eine von dem Pole nach dem Aequator gerichtete Luftströmung ankommt, so hat sie eine geringere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als der Ort selbst. (Die Rotationsgeschwindigkeiten verschiedener Punkte der Erdoberfläche verhalten sich bekanntlich wie die Halbmesser der Parallelkreise, auf welchen sie liegen; daher dieselben von dem Pole nach dem Aequator hin zunehmen müssen.) Jener Unterschied der Rotationsgeschwindigkeiten, der anfangs gering ist, wird allmählig um so grösser, von je weiter nördlich gelegenen Orten die Luft herströmt. Daher wird der als Nordwind einfallende Luftstrom immer mehr eine östliche Richtung erhalten oder durch NO. in O. übergehen. — Wenn die Ursache, welche die Luft von dem Pole nach dem Aequator treibt, fortdauert, so wird der entstandene Ostwind hemmend auf den Polarstrom wirken. Eine Folge dieser Hemmung ist, dass die Luft bald die Rotationsgeschwindigkeit des Ortes annimmt, über welchem sie sich be-

findet. Sie wird zu demselben in einen Zustand relativer Ruhe treten. Bei fortdauernder Tendenz der Luft nach dem Aequator zu strömen wiederholen sich die zuvor bezeichneten Erscheinungen, indem die Luft zunächst wieder als Nordwind in Bewegung geräth, der dann durch NO. in O. übergeht. — Wenn dagegen bei herrschendem Ostwind eine südliche Strömung eintritt, die also vom Aequator nach dem Pole N. gerichtet ist; so wird der Ostwind, indem ihn die Aequatorialströmung verdrängt, durch SO. nach S. umschlagen. Die von S. nach N. fortströmende Luft hat aber eine grössere Rotationsgeschwindigkeit von W. nach O. als die Orte der Erdoberfläche, zu denen sie allmählig gelangt. Darum wird die südliche Windesrichtung allmählig südwestlich und endlich ganz westlich. Der Südwind geht also bei seinem Fortschreiten durch SW. nach W. über. — Auf neue Aequatorialströme wird der so entstandene West zunächst hemmend wirken und sie in den Zustand relativer Ruhe bringen. Behält aber die Luft die Tendenz nach dem Pole hin, so werden sich die vorigen Erscheinungen wiederholen. Der Wind wird, wie man zu sagen pflegt, nach S. zurückspringen, und dann wieder durch SW. nach W. übergehen. Dies wird sich so lange wiederholen, bis ein neuer Polarstrom eintritt, welcher den Westwind verdrängt und dadurch eine Drehung durch NW. nach N. veranlasst.

Auf der nördlichen Erdhälfte dreht sich also der Wind, wenn Polarströme und Aequatorialströme miteinander wechseln, im Mittel nach den Richtungen N. O. S. W. N. durch die Windrose.

Auf der südlichen Halbkugel dreht sich der Wind im entgegengesetzten Sinne.

Aus der obigen Betrachtung folgt, dass der Polarstrom durch die Rotation der Erde um so mehr östlich abgelenkt wird, je weiter von Norden derselbe herbeikommt, so dass also der NO. von weiter nördlich gelegenen Orten herstammt als der eigentliche N. Ganz Analoges gilt für den äquatorialen Strom. Der SW. rührt von südlicher gelegenen Gegenden her als der eigentliche Süd.

Es gibt verschiedene störende Ursachen, welche das hervorgehobene Drehungsgesetz des Windes verdecken können. Solche Ursachen sind gewisse Localwinde, dann Wirbelwinde, die eine

Drehung der Windfahne, theils in dem Sinne jenes Gesetzes, theils im entgegengesetzten Sinne bewirken. Eine andere störende Ursache liegt in dem Stauen des Aequatorial- und Polarstromes, wenn beide Ströme einander entgegenwehen. Diese Erscheinung tritt nach Dove's Untersuchungen häufiger im mittleren und östlichen Europa hervor als im westlichen, wo das Drehungsgesetz mehr durch Wirbelwinde verdeckt wird. —

Dove hat darauf hingewiesen, dass die Intensität des Polarstromes bei seinem Fortschreiten allmählig abnehmen, die des südlichen hingegen zunehmen müsse. Da nämlich die Meridiane der kugelförmigen Erde vom Pole nach dem Aequator hin sich allmählig erweitern, so wird das Bett des Polarstromes, je weiter er nach Süden vordringt, immer breiter, das Bett des südlichen aber immer schmäler. Daher nimmt mit der Ablenkung des Polarstromes nach O. auch seine Intensität ab, wogegen die des Aequatorialstromes mit seiner Ablenkung nach W. zunimmt. Ferner ist ersichtlich, dass der von dem Pole nach dem Aequator zurückkehrende Luftstrom einen kleineren Raum als zuvor einnehmen muss, da die ihm anfänglich zugehörige höhere Temperatur sich allmählig bedeutend vermindert, und auch der Wasserdampf, welchen er mit sich führte, durch Condensation grösstentheils in tropfbar flüssiger Form herausgefallen ist. In diesen Umständen zusammengenommen sieht es Dove begründet, dass die mittlere Windesrichtung in der gemässigten Zone der nördlichen Erdhälfte eine südwestliche ist. Findet in dieser Zone das Hin- und Herströmen der Luft (vom Aequator nach dem Pol und umgekehrt) in veränderlichen Betten statt, so wird derselbe Beobachtungsort nothwendig öfter in einem Südstrome sich befinden, als in einem (relativ schmalen) Nordstrome, die Anzahl der südlichen resp. südwestlichen Winde mithin im ganzen Jahre die Anzahl der nördlichen resp. nordöstlichen Winde übertreffen. Auf der südlichen Hälfte ist die mittlere Windesrichtung aus gleichen Gründen eine nordwestliche.

Beruhen die Windverhältnisse der gemässigten Zone auf einem Wechsel von Polar- und Aequatorialströmen, so müssen (auf der nördlichen Erdhälfte) NO. und O. viel öfter vorkommen als N., da der Polarstrom auf seinem Wege immer mehr eine östliche Richtung gewinnt, ebenso SW. und W. viel häufiger als

S., weil der Aequatorialstrom bei seinem Fortschreiten westlich abgelenkt wird.

In Hinsicht auf Europa hat sich ergeben, dass hier die Windesrichtung in den Wintermonaten südlicher als in den Sommermonaten ist, wo mehr Westwinde vorherrschen. Gegen Ende Juni oder weiterhin im Juli ist die Windesrichtung häufig eine nordwestliche. Das Vorwalten des Nordwestwindes zu dieser Zeit ist durch die Wärmedifferenz zwischen dem atlantischen Ocean und dem europäischen Continent bedingt. Die kühlere Luft über dem ersteren dringt nämlich in die wärmere aufgelockerte des letzteren ein. Im Gegensatz zu Europa ist in Nordamerika die Windesrichtung im Sommer südlicher als im Winter.

Kühle Nordwestwinde werden über Mittel-Europa zur Zeit des Sommers vornehmlich dann wehen, wenn die Temperatur in Nordamerika verhältnissmässig niedrig, in Nord- und Mittel-Asien dagegen verhältnissmässig hoch ist. Asien bildet dann einen Ort geringeren Druckes für die kälteren seitlich gelegenen Luftmassen (in Nordamerika und über dem atlantischen Ocean).

44. *Orkane; Sturmwinde.*

Die Stürme lassen sich überhaupt in zwei Arten unterscheiden. Die eine Art besteht in den gewöhnlichen Luftströmen, nämlich in dem Polar- oder Aequatorialstrome, wenn derselbe, unter gewissen Umständen mit Heftigkeit in den andern eindringend, nach einer bestimmten Richtung stetig fortschreitet. Die andere Art ist wesentlich in einer kreisenden Bewegung der Luft begründet. Hierher gehören die Orkane Westindiens und des indischen Meeres, welche im Spanischen Tornados, im Englischen Hurricanes heissen; ebenso die Teifuns des chinesischen Meeres.

Diese Stürme sind also Wirbelwinde (Cyclonen), bei welchen die Luft in einer bestimmten Richtung rotirt, während die Wirbel selbst eine fortschreitende Bewegung haben, deren Richtung natürlich ganz verschieden ist von der Richtung, aus welcher die wirbelnde Luft an einem bestimmten Orte stürmt. Die während des Sturmes beobachteten Windesrichtungen sind Tangenten der Bahn, worin die wirbelnde Luft sich bewegt.

Nach Beobachtungen von Redfield und Reid behalten die Stürme, welche in der Tropenzone entstehen, innerhalb der

letzteren ihre ursprüngliche Richtung von SO. nach NW. unverändert bei. Treten sie aber in die gemässigte Zone über, so biegen sie in einer stark gekrümmten Linie um und schreiten dann meist von SW. nach NO. fort. Die Wirbelstürme der südlichen Erdhälfte, welche in der Tropenzone eine Richtung von NO. nach SW. haben, werden bei ihrem Uebergange in die gemässigte Zone ebenso abgelenkt, und gehen dann von NW. nach SO.

Die Rotation des Wirbels geschieht bei Orkanen derselben Hemisphäre stets in demselben Sinne, und zwar auf der nördlichen in der Richtung S. O. N. W., auf der südlichen im Sinne S. W. N. O.

Der Wirbel hat die Form eines schiefen Cylinders, der in der Richtung seiner progressiven Bewegung vorgeneigt ist, da er durch Reibung und andere Widerstände am Boden eine Hemmung erfährt. Durch die Rotation wird die Luft von der Axe entfernt, so dass im centralen Theil des Wirbels die geringste Bewegung stattfindet. Daraus erklären sich die Wechsel momentaner Ruhe und häufiger Windstösse während eines Sturmes. Schreitet nämlich der letztere mit seinem Centrum über einen Ort weg, so muss hier eine plötzliche Unterbrechung des Sturmes eintreten, und derselbe dann mit erneuter Heftigkeit plötzlich wieder beginnen, sobald der Ort wieder in den Bereich der um das ruhige, aber fortschreitende Centrum wirbelnden Luft kommt. Da die Luft durch die Rotation des Wirbels vom Centrum entfernt wird, so hat dies nothwendig eine Verminderung des Druckes auf die Unterlage, also auch ein Fallen des Barometers zur Folge. Dies wird namentlich dann in bedeutendem Maasse geschehen, wenn der Wirbel aus dem unteren Passat in den oberen eingreift. Der obere Theil des Wirbels wird sich dann alsbald erweitern und eine andere Richtung annehmen, während der untere Theil zunächst noch seine bisherige Richtung beibehält. Indem nun der Wirbel sich oben trichterförmig erweitert, werden die oberen Schichten sich von der Axe des rotirenden Cylinders in grösserem Maasse entfernen, als die unteren, und diese eben deshalb ein Bestreben zum Steigen erhalten, um die in der Höhe herbeigeführte Luftverdünnung zu compensiren. Auch an Orten, die gar nicht vom Sturme getroffen werden, kann das Barometer in Folge desselben einen unge-

wöhnlichen niedrigen Stand gewinnen, wenn der obere Theil des Wirbels sich beträchtlich ausbreitet und eine Richtung einhält, die von der des unteren Theiles verschieden ist.

Die elektrischen Entladungen, welche die Wirbelstürme, jedoch nicht immer, begleiten, sind Folge einer starken Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes, indem die unteren warmen Luftschichten in den höheren Theilen des rotirenden Cylinders mit kälteren sich mischen.

Dove*) sieht die primäre Ursache der westindischen Orkane in dem zu früh erfolgenden Herabkommen von Theilen des oberen Passates in den unteren. Es hat sich nämlich ergeben, dass in den höheren Regionen der tropischen Atmosphäre die Luft nicht regelmässig von SW. nach NO. fliesst, sondern dass die Regelmässigkeit durch von O. nach W. gerichtete Ströme unterbrochen wird, womit das häufige Herabfallen von Staubmassen, deren Ursprung in Afrika zu suchen ist, in dem nördlichen Theile der atlantischen Passatzone zusammenzuhängen scheint. Denkt man sich nun, dass über Asien und Afrika aufsteigende Luft in der Höhe der Atmosphäre seitlich abfliesst, so wird sie dem oberen Passat auf seiner Rückkehr nach den Wendekreisen hemmend entgegenwirken und ihn nöthigen, in den unteren Passat einzudringen. Die Stelle dieses Eindringens wird fortschreiten in dem Maasse, als der obere hemmende Wind von O. nach W. fortschreitet. Aus einem von O. nach W. gerichteten Winde, der in einen von SW. nach NO. fliessenden einfällt, muss aber nothwendig eine wirbelnde Bewegung, entgegengesetzt der Bewegung eines Uhrzeigers, resultiren. Danach ist der im unteren Passat von SO. nach NW. fortschreitende Wirbel das nacheinander an verschiedenen Stellen erfolgende Zusammentreffen zweier rechtwinklig aufeinander fortgetriebener Luftmassen, worin eben die primäre Ursache der Drehung gegeben ist. Indessen will Dove keineswegs behaupten, dass alle westindischen Orkane ihren ersten Entstehungsgrund in einem Eindringen des oberen zurückkehrenden Passates in den unteren haben. Es könnte auch ein weit über den Aequator in die nördliche Erdhälfte übergreifender Theil des Südostpassates die Veranlassung zum Wirbelsturme geben.

Die Wirbelstürme der Tropenzone können in die gemässigte Zone eingreifen und sich hier weiter verbreiten. Doch sind bei weitem nicht alle Stürme dieser Zone Wirbelwinde jener Art. Es kann auch aus dem Zusammentreffen entgegengesetzter Luftströme, abgesehen von einer kreisenden Bewegung, eine

*) Das Gesetz der Stürme in seiner Beziehung zu d. allg. Bewegungen d. Atmosphäre. Berlin 1866. S. 147 ff.

stürmische Aufregung der Atmosphäre hervorgehen. So entstehen, wie Dove *) nachgewiessen hat, heftige Stürme oft dadurch, dass die Luft des Polarstromes mit grosser Gewalt in die durch die Wärme aufgelockerte eines Aequatorialstromes eindringt, oder öfter auch dadurch, dass der zurückkehrende Passat, eingezwängt zwischen den sich verengenden Meridianen, nach Norden hin sich gewaltsam Bahn bricht. Zu der ersten Klasse scheinen viele der amerikanischen Schneestürme zu gehören. Dringt der Aequatorialstrom gegen einen kalten Polarstrom an, so werden an der Stelle, wo beide Ströme einander begegnen, dichte Nebel entstehen. Hohe Wärme mit heftigen Niederschlägen wird dann nördlich begrenzt von relativ intensiver Kälte. Bei dem Zurückweichen des Polarstromes folgt in dem Kältegebiete ein plötzliches Thauwetter dem vorhergehenden Frost. Aber der zurückgedrängte Polarstrom kann das Uebergewicht erlangen, indem sich seine Widerstandsfähigkeit durch Verdichtung der Luft verstärkt, während der Aequatorialstrom durch das Herausfallen des Wasserdampfes, den er mit sich führte, aufgelockert wird. Solche Staustürme treten im westlichen Europa seltener ein, und fehlen hier vielleicht ganz im Sommer.

Viele Stürme, zu denen namentlich die an der Nordsee gehören, welche mit SW. anfangen und sich dann nach NW. wenden, entstehen durch seitliche Einwirkung entgegengesetzter Ströme aufeinander. **) Da die kalte Luft des Polarstromes überhaupt einen stärkeren Seitendruck ausübt als die wärmere des Aequatorialstromes, so wird sie in diesen einzudringen suchen. Liegen nämlich beide Ströme gesondert nebeneinander, haben also die bei ihrem Begegnen eintretenden Hemmungen aufgehört, so wird die mittlere Geschwindigkeit beider Ströme zunehmen, die des südlichen aber mehr als die des nördlichen, weil jener in einem sich verengernden Bette, dieser in einem sich erweiternden fliesst. Der Boden wird nun auf die Luft des schneller fliessenden südlichen Stromes im Sinne der Rotation der Erde weniger verzögernd wirken als beschleunigend auf den nördlichen, d. h. der südliche Strom wird stärker westlich abgelenkt werden als der nördliche östlich. Liegt nun z. B. der nördliche

*) a. a. O. S. 180 ff.

**) Ebendas. S. 222 ff.

Strom in Amerika, der südliche in Europa, so wird dieser von der Berührungsgrenze sich zu entfernen suchen und dadurch den nördlichen nöthigen, als NW. unten in ihn einzufallen. Durch derartige Stürme sind wahrscheinlich die meisten an den Küsten von Schleswig und Jütland nicht selten mit grosser Heftigkeit eintretenden Sturmfluthen bedingt.

Liegt der nördliche Strom in Europa und der südliche in Amerika, so wird dieser in jenen in einer mehr westlichen Richtung als die des Strombettes einzudringen suchen. Das Eindringen wird aber wegen der grösseren Dichtigkeit des Polarstromes in den oberen Regionen der Atmosphäre geschehen. Bei zu starkem Widerstande des Polarstromes wird in dem Aequatorialstrome selbst ein Wirbelwind im Sinne S. W. N. O. entstehen. Im Falle des wirklichen Verdrängens der Ströme durch einander erscheint dasselbe als eine Drehung der Windfahne im Sinne S. W. N. O., die jedoch mit der durch einen eigentlichen Wirbelsturm bewirkten nichts gemein hat.

Wenn in höheren Breiten, z. B. von Europa, dem fast als W. einbrechenden Aequatorialstrome der nördliche weicht, indem er sich allmählig in O. verwandelt, so wird im nördlichen Europa die Witterung auffallend mild sein mit westlichen Winden, hingegen im südlichen sehr kalt mit östlichen. Erfährt dieser Ost weiter nach W. hin durch den noch als SW. über dem atlantischen Ocean herrschenden Südstrom eine Hemmung, so wird an der Stelle des kalten Oststromes ein barometrisches Maximum eintreten, bis endlich der Ostwind auch im atlantischen Oceane den Südwest durchbricht. Das Barometer fällt dann, und der nun auch abgesperrte Südstrom dringt zuerst in der Höhe der Atmosphäre, dann auch unten in den Ost ein. — Unter solchen Bedingungen wird, wenn vorher auffallend milde Witterung geherrscht hat, die Kälte zuerst von NW. kommen, dann später von N. und NO.

In Hinsicht auf die Stürme, welche Südeuropa treffen, unterscheidet Dove*) vier Formen. Der gewöhnliche (feuchte) Scirocco Italiens und der Föhn in der Schweiz haben ihren Grund in dem Aequatorialstrome, wenn dieser schnell in höhere Breiten dringt. Dabei ist aber zu beachten, dass der Aequatorialstrom, wenn er im Gebiete der Alpen herabkommt und in die nach

*) Ueber Eiszeit, Föhn und Scirocco. Berlin 1867.

Süden sich öffnenden Thäler eindringt, mannigfache Aenderungen seiner Richtung erfährt und auch seinen Wasserdampf durch mächtige Niederschläge verliert. Dove erinnert, dass schon Toaldo in seiner 1774 geschriebenen Witterungslehre für den Feldbau in Beziehung auf Padua bemerkt habe: „aller Regen und Schnee komme mit Nord- und Nordostwinden, die im Herbst und Winter stürmisch würden; diese Winde seien aber eigentlich Süd- und Südostwinde, welche von den Alpen zurückprallen." — Zu einer anderen Art von Stürmen gehört der Wirbelföhn, Scirocco turbinoso, der sich als ein Ausläufer der westindischen Orkane ansehen lässt, die, wie oben hervorgehoben, dann entstehen, wenn der obere Passat durch den von Ost her eindringenden, staubführenden Wind hinreichend stark gehemmt wird. Indessen wird der in die gemässigte Zone eindringende Wirbel kaum Spuren seines Conflicts mit dem afrikanischen Winde an sich tragen, und sie auf dem weiten Umwege nach Europa gewiss verloren haben. Wenn aber umgekehrt die seitlich von Afrika nach Westen hin abfliessende Luft dem Andrange des oberen Südwestpassates nicht zu widerstehen vermag, so wird sie in der Richtung des letzteren mit fortgerissen werden. Dove rechnet hierher die sog. Blutregen und Fälle von rothem Schnee, bei welchen die färbende Substanz nicht vulkanische Asche, sondern der von dem Dunkelmeere der Araber bekannte röthliche Staub, möglicher Weise gemischt mit südamerikanischem Staube ist, wenn die Quelle des oberen Passats, nämlich die Stelle des Aufsteigens, über den erhitzten Llanos Südamerika's liegt. Doch wird dieser Staub in so geringen Quantitäten beigemengt sein, dass der Wind als Ganzes immer noch den ausgeprägten Character des Aequatorialstromes bekunden muss. Ist aber die seitlich eingedrungene Luftmasse von bedeutender Tiefe, so wird in Europa ein trocken anfangender Föhn mit mächtigem Niederschlage am Ende in Folge des nachdringenden feuchten Passats (Aequatorialstromes) erscheinen. Dove nennt diesen Föhn den Leste-Föhn oder Leste-Scirocco, da in Madeira der seitlich einbrechende afrikanische Wind Leste genannt wird. — In besonderen Fällen kann es nun auch, wenn die seitlich von O. her eingedrungene und zurückgedrängte Masse durch die hinter ihr stets aufsteigende Luft verstärkt wird, geschehen, dass der nachdrängende Passat nur auf der einen Seite, und zwar auf der Westseite, vollständig durchbricht. Man wird dann auf der Ostseite, in Italien und der Schweiz, einen trocknen Sturm (Landföhn, Scirocco del paese) erhalten, neben einem gleichzeitig Frankreich oder England überfluthenden sehr feuchten Sturm. — Im Hinblick auf das Herauf- und Herunterrücken des Passates in der jährlichen Periode wird von Dove noch hervorgehoben, dass die Bedingungen für trockene, Südeuropa treffende Winde im Sommer viel erheblicher

seien, als im Winter. Im Sommer habe der zurückfliessende obere Passat nur eine aufsteigende oben seitlich abfliessende Luftmasse zu überwinden, im Winter dagegen, wo die Sahara in den NO.-Passat aufgenommen ist, eine ihm gerade entgegenwehende. Die Wahrscheinlichkeit, diese zurückzudrängen, sei aber geringer, als die, den Widerstand jener zu überwinden.

45. *Wettersäulen,*

Die Wettersäulen sind locale Wirbelwinde, die sich jedoch von den oben betrachteten Wirbelstürmen nicht allein durch viel kleinere Dimensionen, sondern auch u. a. dadurch unterscheiden, dass bei ihnen die Rotation der Luft keine so constante ist. Die wirbelnde Bewegung der Wettersäulen ist häufig sichtbar, da bei denselben eine grosse Menge von Dunst oder wässerigen Theilchen, wie auch Staub und Sand, mit in der Rotation begriffen sind. Man nennt in Deutschland die Wettersäulen (Tromben) auch Windhosen, und unterscheidet, je nachdem die Erscheinung sich auf dem Lande oder auf dem Wasser darstellt, Sand- und Wasserhosen.

Die Wettersäulen beschränken sich meist auf eine verhältnissmässig schmale Strecke, die jedoch mitunter eine bedeutende Länge hat. Auf dieser Strecke schreitet das Phänomen mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit fort, während nicht selten in geringer Entfernung von seiner Bahn fast völlige Windstille herrscht. Das zunächst Sichtbare an demselben ist meist eine Wolke, von der sich eine trichterförmige oder schlauchartige Verlängerung herabsenkt, die sich nicht selten abwechselnd der Erdoberfläche nähert und von derselben zurückzieht. Dabei werden denn auch die unterhalb der Wolke befindlichen Staub- und Sandmassen, oder, wenn das Phänomen auf einer Wasserfläche hervortritt, das Wasser in Bewegung gesetzt, so dass eine kegelförmige Erhebung entsteht, die mit jener schlauchartigen Verlängerung in Verbindung tritt. Während nun das Phänomen in einer geraden, oder gebogenen oder selbst zickzackförmigen Bahn fortschreitet, geschieht es wohl, dass die bezeichnete Verbindung zwischen der Wolke und der untern Masse abwechselnd zerrissen und wiederhergestellt wird, indem jener Theil sich wechselnd hebt und senkt. Im Ganzen kann man sich die Wettersäule in der Form eines Doppelkegels vorstellen, der durch

seine obere Basis mit einer Wolke, und durch die andere mit der Erde in Verbindung steht.

Was die Wasserhosen (auf dem Meere) insbesondere anlangt, so entstehen dieselben, nach Brandes, vornehmlich in der Nähe des Landes, wo unbeständige Winde und wechselnde Temperaturen herrschen. Sie sind gewöhnlich von örtlichen Gewittern oder mindestens elektrischen Entladungen begleitet, erscheinen aber nie bei ausgedehnten Gewittern. Ebensowenig sind sie jemals Wirkung eines allgemeinen Windes, vielmehr herrscht um dieselben meist Windstille. Sie führen, wie die Landtromben, alle von ihnen ergriffenen Gegenstände mit sich fort, und entstehen dem Anscheine nach bald von oben aus den Wolken, bald von unten aus dem Wasser.

Die Entstehung der Wettersäulen leitet man gewöhnlich aus dem Zusammentreffen paralleler, aber entgegengesetzt fliessender Luftströme in den höheren Regionen der Atmosphäre ab. Der Wirbel entsteht dann oben und verbreitet sich nach unten. Doch kann eine Wettersäule u. a. auch dadurch entstehen, dass herabsinkende Luftmassen, die sich oben nach irgend einer Richtung bewegen, durch ihr Zusammentreffen mit der ruhenden Luft in der Tiefe eine wirbelnde Bewegung gewinnen.

b. Atmosphärische Feuchtigkeit.

46. *Von der Verdunstung.*

Das die Oberfläche der Erde bedeckende Wasser erleidet einen fortwährenden Verlust durch Verdunstung. Die Wassertheilchen der oberen Schichten gehen unter Einwirkung der Wärme in den gasförmigen Zustand über, um sich in der Atmosphäre zu verbreiten. Die Schnelligkeit, womit dies geschieht, ist um so grösser, je höher die Temperatur der Luft und je geringer die Menge des in der letzteren schon vorhandenen Dampfes ist. Nun kann aber die über dem Wasser befindliche Luft für eine gegebene Temperatur nur eine bestimmte Menge von Dampf in sich aufnehmen, so dass ein grösserer oder geringerer Theil desselben sich in der einen oder anderen Form niederschlagen muss, wenn die Temperatur mehr oder minder bedeutend sinkt. Daher auch der Einfluss eines trocknen Windes auf die Lebhaftigkeit der Verdunstung; dadurch kommen nämlich

immer neue Luftschichten, die noch nicht mit Dampf gesättigt sind, mit der Wasserfläche in Berührung.

Es ist der absolute Dampfgehalt der Atmosphäre von ihrem relativen zu unterscheiden. Der erstere wird durch den Druck gemessen, welchen der in der Luft vorhandene Wasserdampf auf eine Quecksilbersäule ausübt, woraus sich denn auch leicht das Gewicht des Dampfes ergibt, der in der Cubikeinheit Luft enthalten ist. Den relativen Dampfgehalt bestimmt das Verhältniss zwischen der wirklichen Dampfmenge und derjenigen, welche die Luft bei der herrschenden Temperatur aufnehmen könnte.

Jeder bestimmten Temperatur entspricht ein gewisses Maximum der Dichte und Spannkraft des Wasserdampfes, oder es erzeugt sich bei dieser Temperatur so lange Dampf, bis dieser jenes Maximum der Dichte und Spannkraft erlangt hat. Die Luft ist dann unter den gegebenen Verhältnissen mit Wasserdampf gesättigt. Ist z. B. die Temperatur der Luft 18°, so ist das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes für diese Temperatur etwa = 15,35 Millimeter, d. h. die Spannkraft steht für diesen Fall im Gleichgewichte mit dem Drucke einer Quecksilbersäule von 15,35^{mm} Höhe. Beträgt nun die Spannkraft des wirklichen Dampfgehaltes der Luft für die bezeichnete Temperatur nur 12,08^{mm}, so ist die Luft noch von ihrem Sättigungspunkte entfernt. Die Temperatur der Luft müsste von 18° auf 14° herabsinken, um bei unverändertem Dampfgehalt in den Zustand der Sättigung zu gerathen. Das Maximum der Spannkraft für 14° ist nämlich = 12,08^{mm}.

Die Luft kann also bei grossem Dampfgehalt sehr trocken erscheinen, wenn sie noch weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, und umgekehrt bei geringem Dampfgehalt sehr feucht, wenn sie sich bei der herrschenden Temperatur im Zustande der Sättigung befindet, so dass eine geringe Temperaturerniedrigung einen feuchten Niederschlag zur Folge hat.

Zur Ermittelung der atmosphärischen Feuchtigkeit dienen die Hygrometer. Saussure's Haar- und Deluc's Fischbeinhygrometer. Daniell's Hygrometer.

Wenn eine mit Wasserdampf mehr oder weniger erfüllte Luftmasse langsam erkaltet, so tritt endlich eine Temperatur ein, bei welcher die Luft mit der vorhandenen Dampfmenge gesättigt ist. Diese Temperatur heisst der Thaupunkt, auf welchen also die

Temperatur der Luft herabsinken muss, wenn ein wässeriger Niederschlag erfolgen soll. Die der Temperatur des Thaupunktes entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes, die man in einer Tabelle über die Spannkräfte des Wasserdampfes bei verschiedenen Temperaturen aufsuchen kann, führt zu der absoluten Dampfmenge, welche bei der herrschenden Temperatur in der Luft enthalten ist. Der Thaupunkt selbst lässt sich aber mittelst des Daniell'schen Hygrometers bestimmen. Je tiefer nun der Thaupunkt unter der in der Luft gerade herrschenden Temperatur liegt, desto weniger ist die Luft im Verhältniss zu der Dampfmenge, die sie aufnehmen kann, mit Dampf erfüllt. Aus diesem Unterschiede des Thaupunktes und der herrschenden Temperatur der Luft erkennt man die relative Dampfmenge. Die herrschende Lufttemperatur sei 18° und die Temperatur des Thaupunktes 12°. Dann ist die Spannkraft der Dampfmenge, welche die Luft bei der Temperatur 18° enthalten könnte, wenn sie mit Dampf gesättigt wäre, 15,35^{mm}, und die der Temperatur 12° entsprechende Spannkraft von 10,70^{mm} ist diejenige, welche der in der Luft wirklich enthaltenen Dampfmenge zukommt. Die relative Dampfmenge ergibt sich nun aus der Proportion $15,35 : 10,70 = 100 : x$, also $x = \frac{10,70 \,.\, 100}{15,35} = 69$. Die Luft enthält hiernach 69 Procent von derjenigen Dampfmenge, welche sie bei der Temperatur 18° überhaupt aufnehmen kann.

Vielfach im Gebrauch ist August's Psychrometer (Nasskältemesser). Dasselbe besteht aus zwei übereinstimmenden Thermometern, deren Theilung von — 25° bis 50° C. geht. Jeder Grad ist so gross, dass noch 0,1° mit Sicherheit bestimmt werden kann. Beide Thermometer sind an einem und demselben Gestelle befestigt, und die Kugel des einen ist mit einem feinen Leinwandläppchen umwickelt, das während der Beobachtung mit Wasser befeuchtet ist. Indem dieses verdunstet, erkaltet die Kugel und das Quecksilber sinkt, und zwar um so mehr, je weiter die Luft von ihrem Sättigkeitspunkte entfernt ist. Man sieht leicht, dass die am nassen Thermometer vorbeistreichende Luft um so weniger Dampf in sich aufnehmen kann, je mehr sie davon schon enthält. Ist die Luft vollständig mit Feuchtigkeit gesättigt, so kann an der feuchten Kugel kein Wasser verdunsten. Die beiden Thermometer müssen daher gleich hoch stehen. Die Temperaturdifferenz beider Thermometer erlaubt nun einen Schluss auf den Feuchtigkeitszustand der Luft. Die letztere gibt aber selbst einen Theil ihrer Wärme an das nasse Thermometer ab. Diese Wärmemenge sowohl als auch der Wasserdampf, welchen die Luft aufnimmt, lässt sich der Temperaturdifferenz beider Thermometer proportional setzen. Bezeichnet t die Temperatur des trocknen Thermometers oder die Temperatur der Luft, t' die Temperatur

am feuchten Thermometer, e' die Spannkraft des Wasserdampfes bei der Temperatur t' und endlich e die Spannkraft des wirklich in der Luft enthaltenen Dampfes (bei der Temperatur des Thaupunktes), so ist $e = e' - a(t - t')b$, wo b den Barometerstand bedeutet. Hat man hiernach e gefunden, so bestimmt sich die relative Feuchtigkeitsmenge wie bereits angegeben. — Das Psychrometer ist wo thunlich an einem sehr geräumigen, aber durch umgebende Gebäude geschützten Orte aufzustellen, damit die Thermometer vor der directen Wirkung des Windes geschützt seien. Den Coefficienten a hat man für jede Oertlichkeit durch vergleichende Versuche zu bestimmen.

Besondere Tabellen erleichtern den Gebrauch dieses Instrumentes.

47. *Täglicher und jährlicher Gang der Feuchtigkeit.*

Im Winter nimmt die absolute Dampfmenge ziemlich regelmässig bis zum Nachmittag zu. Hierauf nimmt sie mit dem Sinken der Temperatur wieder bis zum folgenden Morgen ab, wo sie um die Zeit des Sonnenaufganges ein Minimum erreicht. Im Frühjahre findet eine Veränderung dieser beiden Wendepunkte gegen die Mitte des Tages hin statt. Im Sommer zeigt der tägliche Dampfgehalt der Luft zwei Maxima und zwei Minima, die ersteren 8—9 Uhr Morgens und Abends, die letzteren um 2—4 Uhr Nachmittags und kurz vor Sonnenaufgang. Es ist zu erwarten, dass mit steigender Sonne der Dampfgehalt der Luft zunehmen müsse, weil dann die Verdunstung reichlicher wird. Das wahre Maximum kann aber in den tieferen Schichten der Luft nicht rein hervortreten, weil sich mit zunehmender Temperatur ein aufsteigender Luftstrom bildet, der den unten entwickelten Dampf mit sich in die Höhe führt. Dieser Luftstrom erreicht einige Zeit nach Mittag sein Maximum. Von hier an nimmt der Dampfgehalt der unteren Atmosphäre wieder allmählig zu, indem der neugebildete Dampf in derselben verharren kann, und wohl auch Wasserdunst aus der Höhe herabsinkt, der in den unteren wärmeren Schichten sich gasförmig zu behaupten vermag. Sonach wird in den Abendstunden ein zweites Maximum auftreten, dann aber wegen der bei weiter sinkender Temperatur erfolgenden Condensation des gasförmigen Wasserdampfes eine allmählige Abnahme bis zum folgenden Morgen stattfinden.

Mit dem relativen Dampfgehalt verhält es sich umgekehrt.

Zur Zeit des Sonnenaufganges, wo der absolute Gehalt am geringsten ist, hat der relative seinen grössten Werth. Die Luft ist dann am feuchtesten, insofern sie bei der gerade herrschenden Temperatur ihrem Sättigungspunkte am nächsten ist, wogegen sie in den wärmsten Tagesstunden die grösste relative Trockenheit zeigen wird.

Die eben angeführten Veränderungen des absoluten Dampfgehaltes der Atmosphäre gelten nach Beobachtungen von Kämtz zunächst für Halle, oder überhaupt für Orte, denen ein Continentalklima zukommt. Anders verhält es sich für Orte mit einem Seeklima. So haben z. B. Beobachtungen von Neuber in Apenrade (an einem Meerbusen des kleinen Belt gelegen) gezeigt, dass hier keine Abnahme der Dampfmenge um die Mittagszeit stattfindet, sondern dass die Dampfmenge gleichzeitig mit der Wärme steigt und sinkt. Es kommt dies grösstentheils daher, dass hier in Folge des aufsteigenden Luftstroms über dem Lande von dem kühleren Meere her die mit Wasserdampf reichlich versehene Luft als Seewind nach dem Lande strömt, so dass hier zur Zeit der grössten Tageswärme eine Vermehrung im Dampfgehalte der Luft herbeigeführt wird.

Auf hohen Bergen findet gleichfalls nur ein Maximum und ein Minimum im Dampfgehalte der Atmosphäre statt. Kämtz fand auf dem Rigi keine Abnahme der Dampfmenge um die Mittagszeit, wie dies in der Tiefe zu Zürich der Fall ist. Die Ursache davon ist der aus der Tiefe aufsteigende Luftstrom, der den unten gebildeten Wasserdampf theilweise in die Höhe führt. Demgemäss tritt auch auf dem Faulhorn das Maximum des absoluten Dampfgehaltes einige Stunden nach Mittag ein.

Dass die Feuchtigkeit der Luft in der Höhe viel geringer sein müsse als an niedrig gelegenen Orten, kann im Allgemeinen nicht behauptet werden. Man könnte zwar annehmen, dass die Dampfatmosphäre ebenso wie die Luftatmosphäre mit der Höhe an Dichtigkeit abnehmen müsse. Da aber auch die Temperatur mit der Höhe abnimmt, und der Dampf aus den Niederungen emporsteigt, so kommt es nur darauf an, dass die Temperaturabnahme in der Höhe verhältnissmässig schneller erfolgt als die Abnahme der in der Luft enthaltenen Dampfmenge, um bis zu einer gewissen Grenze in der Höhe eine grössere relative Feuchtigkeit zu erzeugen, als in den niederen Gegenden herrscht.

Der Dampfgehalt der Luft steigt und fällt im Laufe des Jahres mit der Temperatur, so dass also die Vertheilung der Dampfmenge in der jährlichen Periode sich dem jährlichen Gange der Temperatur anschliesst, und die Maximalwerthe in die wärmsten Monate fallen.

Den mittleren Dampfgehalt der Luft für die einzelnen Monate des Jahres zu Halle zeigt nachstehende Tabelle von Kämtz.

Monate.	Spannkraft des Wasserdampfes.	Relative Feuchtigkeit.
Januar	4,509mm	85,0
Februar	4,749	79,9
März	5,107	76,4
April	6,247	71,4
Mai	7,836	69,1
Juni	10,843	69,7
Juli	11,626	66,5
August	10,701	66,1
September	9,560	72,8
October	7,868	78,9
November	5,644	85,3
December	5,599	86,2

Auf dem Festlande nimmt der Dampfgehalt mit der Entfernung von den Meeresküsten ab, und zwar in Rücksicht Europa's von der Westküste nach Osten hin.

48. *Einfluss der Winde auf den Dampfgehalt der Atmosphäre.*

Es ist nicht zu verkennen, dass die Luftströmungen, indem sie den Wasserdampf mit sich fortführen, einen wesentlichen Einfluss auf den Dampfgehalt der Luft über dem festen Lande haben müssen. Wenn die Luft, welche mit der Meeresfläche in Berührung war, über den Continent strömt, so wird sie im Allgemeinen den aufgenommenen Wasserdampf behalten, falls keine Niederschläge erfolgen; hingegen davon verlieren, wenn solche stattfinden. Die Bedingung des Niederschlages ist aber um so weniger vorhanden, je höher die Temperatur des Bodens, über welchen die Luft strömt, im Vergleich zu der des Meeres ist, wo das Wasser verdunstete. Dagegen wird ein Niederschlag desto eher zu erwarten sein, je tiefer die Temperatur des festen

Bodens unter die des Meeres herabsinkt. Daher wird im Allgemeinen der Dampfgehalt der Atmosphäre über dem Meere und dem Lande wenig verschieden sein, wenn das Land, wie im Sommer, eine höhere Temperatur hat als das Meer, mit der Entfernung von der Küste über dem Lande aber abnehmen, wenn das letztere, wie im Winter, kälter ist als das Meer.

Die beiden Hauptströme der Atmosphäre: der nördliche und südliche, resp. nordöstliche und südwestliche, zeigen in Rücksicht der Feuchtigkeit einen bestimmten Gegensatz. Der nördliche Strom, von kälteren Gegenden herkommend, besitzt einen geringeren Dampfgehalt als der südliche, der auf seinem Wege zu höheren (kälteren) Breiten an Dampfcapacität verliert und daher seinem Sättigungspunkt immer näher kommt, während der nördliche bei seinem Fortschreiten zu niederen (wärmeren) Breiten in Folge der Temperaturerhöhung eine immer grössere Fähigkeit gewinnt, neuen Dampf aufzunehmen.

In Anbetracht verschiedener Gegenden ist ein Einfluss localer Verhältnisse auf den Feuchtigkeitsgehalt der Luft ersichtlich*). Es gehört hierher der Umstand, ob der Luftstrom über einer flüssigen oder starren Grundlage zum Beobachtungsorte gelangt, ferner der Regen steigernde Einfluss der Gebirge, der es mit sich bringen kann, dass ein mit Wasserdampf reichlich versehener Luftstrom in seinem weiteren Lauf als ein relativ trockener Wind erscheint. Im nördlichen Deutschland macht sich namentlich in den wärmeren Jahreszeiten die Feuchtigkeit des vom Meere herkommenden NW. (resp. N.) sehr bemerklich.

49. *Thau, Reif und Eiswasserregen.*

Wenn ein Körper in der mit Wasserdämpfen gefüllten Luft bis zum Thaupunkt und weiter erkaltet, so setzen sich jene als feine Thautröpfchen darauf ab. Die Thaubildung geschieht also gewöhnlich, wenn die Körper bei heiterem Himmel durch Ausstrahlung ihrer Wärme unter die Temperatur der umgebenden Luft abgekühlt werden. Es besteht aber hierin bei verschiedenen Körpern ein merklicher Unterschied. Ein Körper beschlägt sich um so leichter mit Thau, je grösser sein Strahlungsvermögen ist. In windstillen und wolkenlosen Nächten bildet

*) Vergleh. Suhle über den Einfluss der Windrichtung auf die Feuchtigkeit der Luft in Zeitschr. für die Gesammten Naturwissenschaften (1871), Bd. 4. S. 211.

sich der meiste Thau, weil dann die Wärme, welche die Körper durch Ausstrahlung verlieren, nicht so leicht wieder ersetzt werden kann. Alsdann ist der Feuchtigkeitsgehalt der Luft von Belang.

Fällt die Temperatur der Körper unter 0°, so erscheint der verdichtete Wasserdampf als Reif.

Zu unterscheiden vom Reife und auch vom Glatteise, welches entsteht, wenn der unter 0° erkaltete Boden mit feineren wässerigen Niederschlägen in Berührung kommt, ist eine Eisbildung, die in Waldungen mitunter massenhaft auftritt, indem Zweige und Aeste mit einer durchsichtigen Eisrinde bedeckt werden. Dieselbe entsteht dadurch, dass unter 0° erkaltete Wassertheilchen gefrieren, wenn sie mit festen Körpern in Berührung kommen. In ungewöhnlicher Ausdehnung zeigte sich diese Erscheinung, der sog. Eiswasserregen, im November 1858 in verschiedenen Gegenden des Rheingebietes*). Frühzeitig war eine starke Kälte mit dem Nordstrom eingetreten. Doch folgte bald in den oberen Schichten ein warmer Südwestwind, der an der Berührungsfläche mit dem kalten Polarstrome erst einen kleinen Schneefall, dann einen Regen brachte, welcher durch den Polarstrom hindurchfiel, und sich dabei, ohne zu gefrieren, unter 0° abkühlte. Die Tropfen zerfielen, wenn sie auf irgend einen festen Körper trafen, in Eis und Wasser von 0° R. Das Thermometer zeigte im Freien stets ½ bis 1° über Null; sobald aber ein Tropfen die Kugel desselben berührte, erstarrte er theilweise zu Eis von 0° und das abfliesende Wasser zeigte die nämliche Temperatur, woraus zu entnehmen ist, dass der Regen selbst kälter als 0° gewesen. Den Umstand, dass das frei aufgehangene Thermometer über Null stand, erklärt man sich aus einer Erwärmung des Polarstromes am Boden, so dass also die kälteren Schichten höher lagen, bis zu jenen Schichten hin, wo der wärmere SW. eine höhere Temperatur herbeiführte.

50. *Nebel und Wolken.*

Der Entstehung des Nebels liegt sehr oft eine Temperaturdifferenz zwischen der Erde oder einer Wasserfläche und der angrenzenden Luft zu Grunde. Ist nämlich die feuchte Erde oder das Wasser wärmer als die Luft, so muss der von jenen

*) Mohr: Poggend. Ann. Bd. CXXI. S. 637.

aufsteigende Dampf in der letzteren verdichtet werden und desshalb als Nebel erscheinen. Ist dagegen die Temperatur der Luft von der des Wassers wenig verschieden und enthält die Luft noch wenig Dämpfe, so kann sich der aufsteigende Dampf in ihr verbreiten, ohne Nebel zu bilden.

Die Nebel erzeugen sich, wie sich nach dem Angeführten erwarten lässt, vorzugsweise über Meeren, Seen, Flüssen und feuchten Gründen, besonders im Herbst, wo der Boden noch verhältnissmässig warm ist, und zwar meistens des Morgens, doch nicht selten auch schon in den späteren Abendstunden. In der gemässigten Zone sind sie aus leicht begreiflichen Gründen häufiger als in der heissen.

Ist die Temperatur der Luft unter 0°, so entsteht der sog. Frostdampf.

Wenn mit Dampf gesättigte Luft sich mit Luftschichten mischt, die durch Berührung mit einer kalten Wasser- oder Eisfläche abgekühlt sind, so muss gleichfalls Nebel entstehen.

Ueberhaupt muss in allen Fällen, in denen zwei Luftmassen von verschiedener Temperatur sich mischen, eine Verdichtung des Wasserdampfes stattfinden, sobald die Temperatur der Mischung unter den Thaupunkt zu liegen kommt. Die Spannkraft des Wasserdampfes, welche der Mitteltemperatur der beiden Luftmassen entspricht, ist bekanntlich immer geringer als das Mittel aus den Spannkräften des Dampfes in den vorher getrennten Luftmassen.

Nebel, welche in den höheren Luftschichten schweben und den Bewegungen der Luft folgen, nennt man Wolken.

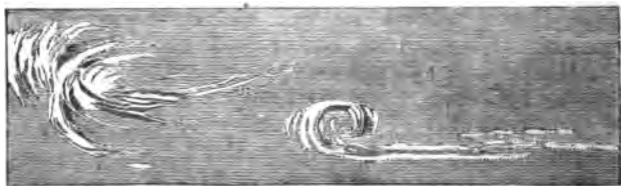
Nebel und Wolken bestehen, nach einer lange gehegten und weit verbreiteten Meinung, aus Wasser- (Dunst-)bläschen, die mit dampfhaltiger Luft gefüllt sind. Wegen ihrer feinen Vertheilung bieten sie im Verhältniss zu ihrer Masse der Luft eine sehr grosse Oberfläche dar, weshalb sie nur langsam in der Atmosphäre herabsinken können. Dazu kommt noch Adhäsion zwischen den Dunstbläschen und Lufttheilchen und die Wirkung warmer aufsteigender Luftströme. Die bei ruhigem Wetter langsam herabsinkenden Dunstbläschen lösen sich in der unteren wärmeren Atmosphäre wieder auf, wenn diese nicht mit Dampf gesättigt ist. An der oberen Grenze der Wolke bilden sich aber fortwährend neue Dunstbläschen, woher es oft kommt, dass uns die Wolke unbeweglich in der Luft zu schweben scheint. Gleiches gilt von den kleinen soliden Wassertröpfchen, welche den Dunstbläschen

beigemengt sind. Indessen hat man gegen die Existenz solcher Bläschen in der Atmosphäre neuerdings einige beachtenswerthe Bedenken geäussert*). Demzufolge bestehen die Wasserdünste der Atmosphäre sämmtlich aus grösseren oder kleineren soliden Tröpfchen. Nebel und Wolken sind Gemenge aus solchen Tröpfchen, die in verschiedenen Wolken, wie auch innerhalb derselben Wolke von ungleicher Grösse sind. Diese in der Atmosphäre schwebenden Tröpfchen überziehen sich mit einer mehr oder minder feinen Luftschicht, welche dem Zusammenfliessen der Tröpfchen hinderlich ist. Letztere bilden infolge gegenseitiger Anziehung und Annäherung häufig zusammenhängende Conglomerate oder Complexe, die sich dem Schaume auf Flüssigkeiten vergleichen lassen, nur dass umgekehrt das Wasser den Inhalt und die Luft die Hülle bildet. Dem Fallen der Wasserkörperchen sind aufsteigende Luftströmungen und Adhäsionsverhältnisse hinderlich. Wie die Luft dem steigenden Wasserdampfe Widerstand leistet, so auch den fallenden Wassertropfen. Besondere, die Adhäsionsverhältnisse modificirende Zustände der Luft können die Vereinigung der Tröpfchen zu grösseren Tropfen und somit das Entstehen des Regens begünstigen. Sind erst einige Tropfen (aus einer Wolke) gefallen, so folgt der Regen bald reichlicher. Erinnert wird in dieser Beziehung an das plötzliche Zusammenfliessen der Fettkügelchen beim Buttern; wie dieses sich schnell über die ganze Masse verbreitet, so ergreift der einmal entstandene Regen in kurzer Zeit die ganze Wolke.

Die Gestalt der Wolken ist, je nach den Verhältnissen, sehr verschieden. Howard hat sie unter folgende Hauptarten gebracht:

1) Die Federwolke (*cirrus*) besteht aus zarten Fasern, welche parallele oder divergirende Fäden oder verworrene Streifen oder herabhängende Locken bilden. Nach anhaltend heller Witterung zuerst am Himmel auftretend, und zwar als Folge eines wärmeren feuchten Aequatorialstromes. Die sog. Wind-

Fig. 11.



*) Vglch. namentlich J. Kober in Poggend. Ann. Bd. 144. S. 395; ferner Plateau ebenda Bd. 145. S. 154; Waller, Philos. Magaz. t. 28. p. 100.

bäume sind vielfach verästelte Federwolken, deren Spitzen dem Winde zugekehrt sind und daher seine Richtung angeben.

2) Die Haufenwolke (*cumulus*). Halbkugelige Haufen auf horizontaler Basis, besonders im Sommer auftretend. Sie entstehen häufig in den wärmeren Tagesstunden, wenn durch den aufsteigenden Luftstrom Dämpfe in die Höhe geführt und hier wegen der geringeren Temperatur verdichtet werden. Die so gebildeten Wolken senken sich gegen Abend herab und lösen sich in der unteren wärmeren Atmosphäre wieder auf. Ist diese aber mit Wasserdampf gesättigt und werden neue Dämpfe durch einen Südwest herbeigeführt, so werden jene Wolken immer dichter und regendrohender.

Fig. 12.



3) Die Schichtwolke (*stratus*), eine oben und unten horizontal begrenzte Wolkenschicht, entsteht im Herbst und Winter häufig durch Erkalten der Luft, die ihrem Sättigungspunkte nahe ist. Es gehören hierher auch die Nebel, die im Sommer nach Untergang der Sonne über Seen, Flüssen und Wiesen lagern, ebenso die Nebel der Polarmeere. Nach Dove ist das Stratus häufig nur ein von fern gesehener bedeckter Himmel. Derselbe kann von einer Bergspitze ausgehen, an der er dann langgezogen zu verweilen scheint.

Uebergangsformen sind:

a) Die fedrige Haufenwolke (*cirro-cumulus*), weisse, kleine, runde, häufig scharf begrenzte lockere Wölkchen, meist horizontal geordnet, bekannt unter dem Namen der Schäfchen.

b) Fedrige Schichtwolke (*cirro-stratus*), horizontale Schichten aus zartfaserigen Wölkchen, im Zenith als Schäfchen, am Horizont in der Form von Schichten von geringer Breite erscheinend. Diese Wolkenform entsteht aus dem Cirrus, indem derselbe bei grösserer Feuchtigkeit der Atmosphäre verwaschene Ränder und eine grössere Breite gewinnt, so dass er einen beträchtlichen Theil des Himmels oder auch diesen ganz mit einem zarten Schleier überzieht. Häufig sieht man den Cirrostratus am westlichen Himmel als eine Wolkenbank auftreten, wenn Südwestwinde in den höheren Regionen und dann auch in der Tiefe den Nord- (resp. Ost-) Wind zu verdrängen suchen. Allmählig verbreitet sich diese Wolkenmasse, indem sie nach dem Horizont

hin einen tieferen graublauen Farbenton annimmt, weiter und überzieht endlich den ganzen Himmel. Gewöhnlich folgt dann Regen, da sich bei jenem Vorgange in der Tiefe meist auch Cumuli bilden.

c) Gethürmte Haufenwolke (*cumulo-stratus*), durch Anhäufung dunkler Haufenwolken gebildet, vergrössert sich auch durch die über diesen befindlichen Federwolken. Dieselbe er-

Fig. 13.



scheint öfter als Gewitterwolke in der Form einer dunklen gebirgähnlichen Masse über dem Horizont, und entsteht gewöhnlich, wenn ein kälterer nördlicher Wind den herrschenden wärmeren (SW. oder W.) zu verdrängen sucht. Dabei fällt der kalte Strom zuerst unten stossweisse ein, wobei sich die gebildeten Wolken in compacten Massen zusammenhäufen.

d) Regenwolke (*nimbus*, *cirro-cumulo-stratus*), eine dunkle, weit ausgebreitete horizontale Wolkenmasse, grösstentheils aus Haufenwolken bestehend. Die Begrenzung ist faserig oder mehr oder weniger verwaschen.

Die Höhe dieser Wolkenarten ist sehr ungleich. Sie ist aber auch für dieselbe Wolkenart nach der Temperatur und den Windverhältnissen sehr verschieden. Als die höchste Wolkenart betrachtet man die cirri, deren mittlere Höhe nach Kämtz im Sommer und für unsere Breite 20000′ betragen soll. Dieselben bestehen aus Eiskrystallen. — Im Allgemeinen schweben die Wolken in niederen, dem Aequator näher gelegenen, Breiten höher als in mittleren und hohen Breiten, über derselben Stelle der Erdoberfläche aber zur Zeit der grössten Tageswärme und im Sommer höher als am frühen Morgen und im Winter. Einfluss auf die Höhe der Wolken haben die Gebirgsformationen und die sonstige besondere Beschaffenheit der Erdoberfläche. Ueber dem Meere schweben die Wolken niedriger als auf dem Festlande.

Die Höhe der Wolken lässt sich auf sehr verschiedene Weise finden. Wrede berechnete sie aus dem Durchmesser des von der

Wolke geworfenen Schattens und dem scheinbaren Durchmesser derselben; Lambert aus den Wegen, welche der Schatten einer horizontal bewegten Wolke und diese selbst während einer gewissen Zeit durchlaufen. Andere aus der Messung einer Basis und der Winkel, welche zwei von einem Punkte der Wolke nach den Endpunkten der Basis gezogene Linien mit dieser bilden; u. s. w.

Es gibt auch gewisse trockene Nebel, die unter dem Namen des Höhenrauches bekannt sind. Bei ihrem Erscheinen nimmt der Himmel eine schmutzig graue Färbung an, die in einer gewissen Höhe über dem Horizont in ein schmutziges Rothbraun übergeht. Entfernte Gegenstände erscheinen wie mit einem blauen Schleier bedeckt, und die Sonne nimmt, je mehr sie sich dem Horizont nähert, eine blutrothe Färbung an. Diese Erscheinung tritt am häufigsten im nordwestlichen Deutschland und in Holland während der Monate Mai, Juni und Juli auf, breitet sich aber von hier aus weiter über die benachbarten Länder aus. Man kann es als ausgemacht ansehen, dass der eigentliche sog. Höhenrauch vom Moorbrennen herrührt, bei welcher Gelegenheit enorme Massen von Rauch und Qualm aufsteigen, die vom Winde weiter geführt werden. Anhaltende Landregen zur Zeit der Moorbrände verhindern das Auftreten des Höhenrauches, weil der Regen den Rauch verschluckt und so die Atmosphäre reinigt. — Verschieden von diesem Höhenrauche, wiewohl in gewisser Beziehung eine demselben ähnliche Erscheinung, ist ein trockener Nebel, der jährlich fast den ganzen Sommer hindurch in manchen Gegenden Spaniens — in den heissen Ebenen des Guadalquivir, der Mancha und in der Provinz Almeria — auftritt, daselbst „*calina*" genannt und als Erzeugniss der Hitze betrachtet wird. Derselbe ist von Willkomm (Zwei Jahre in Spanien und Portugal S. 118) beschrieben worden. Näheres über die trocknen Nebel s. in des Verf. Meteorologie S. 278 ff.

51. *Regen und Schnee.*

Wenn die feinen Dunstkörperchen, aus denen die Wolken bestehen, durch eine fortschreitende Verdichtung des Wasserdampfes immer grösser werden, so bilden sie endlich die eigentlichen Regentropfen, welche vermöge ihres Gewichtes herabfallen und dabei ihre Dimensionen fortwährend vergrössern, indem sich auf ihrer kalten Oberfläche der Wasserdampf der tieferen Luftschichten verdichtet. Je bedeutender also die Höhe ist, aus der sie herabfallen, desto grösser müssen sie unten ankommen. Weil unter dem Aequator die Wolken höher aufsteigen, so muss hier auch der Regen intensiver als in der gemässigten und kalten Zone sein. Aus demselben Grunde

ist er in den letzteren zur Zeit des Sommers intensiver als im Winter.

Der Schnee entsteht unter ähnlichen Verhältnissen, wie der Regen, nur dass die Temperatur tiefer ist. Er besteht meist aus kleinen sechseckigen Sternchen, durch deren Aneinanderhängen sich die Schneeflocken bilden. Wenn die unteren Luftschichten eine höhere Temperatur haben, so thauen hier die Schneeflocken wieder auf. Es regnet unten, während es oben schneit.

Der Regen fällt in der Regel aus Wolken, deren öfter zwei in verschiedenen Höhen über einander schweben. Es hängt dies ohne Zweifel mit zwei verschiedenen Luftströmungen zusammen, deren Mischung wässerige Niederschläge zur Folge hat.

In Bezug auf Ausdehnung unterscheidet man Strich- und Landregen, welche letztere bei verhältnissmässig geringer Heftigkeit auf grössere Theile eines Continents sich erstrecken und mehr oder weniger andauernd sind. Diese Landregen werden durch den Aequatorialstrom gebracht, indem derselbe den in ihm enthaltenen Wasserdampf während seiner Fortbewegung von wärmeren zu kälteren Breiten allmählig in tropfbar flüssiger Form verliert. Sodann können wässerige Niederschläge, d. i. Regen, durch Vermischung zwei ungleich warmer wasserdampfhaltiger Luftströme entstehen, und zwar auf Grund des Gesetzes, dass die der mittleren Temperatur der Mischung entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes geringer ist als das Mittel aus der Summe der Spannkräfte, welche den Temperaturen der einzelnen Luftmassen entsprechen; daher ein dieser Differenz entsprechendes Quantum von Wasserdampf als wässeriger Niederschlag herausfallen muss. Zu dieser Form des Niederschlages gehören die starken Gewitterregen, welche bei der Verdrängung des Aequatorialstromes, des Südwest- oder Westwindes, durch den kälteren Polarstrom (Nordwind) zu Tage treten. Der Wind dreht sich dann von W. durch NW., N. nach NO. bis O. Es gehören hierher auch die dichten Schneegestöber des Winters, auf welche bei sich aufheiterndem Himmel starke Kälte folgt, ebenso die Graupelschauer des Frühlings.

Gebirge und Gebirgsküsten haben einen entschiedenen Einfluss auf die Vermehrung atmosphärischer Niederschläge. Die Gebirge verhindern die tieferen dampfreichen Luftschichten, dem

herrschenden Winde zu folgen. Dadurch werden denn die letzteren genöthigt, an den Gebirgswänden in die Höhe zu steigen und hier Niederschläge zu bilden. Die Vergrösserung der Regenmenge durch das Gebirge wird also vorzugsweise auf der dem feuchten Luftstrome zugekehrten Seite stattfinden. Wenn nun die Längenaxe des Gebirges mehr oder minder senkrecht auf der Hauptrichtung des feuchten warmen Luftstromes liegt, so werden reichliche Niederschläge am ganzen Fusse des Gebirges erfolgen, und zwar besonders da, wo eine weite erwärmte Ebene diesem vorliegt, wie das Tiefland des Ganges dem Himalaya und die lombardische Ebene den Alpen, oder wo der Gebirgszug unmittelbar aus dem Meere sich erhebt, wie bei den Gates und dem nördlichen Theile der Apenninen. Hier werden die Regen in der Tiefe der Querthäler, die sich nach der Ebene öffnen, besonders stark, da der eindringende Luftstrom in ein sich immer mehr verengendes Bett eingezwängt wird, und wo sie sich an dem Gebirgsstock auskeilen, dem Strome jedes seitliche Ausweichen unmöglich machen. Ein bezeichnendes Beispiel dafür bietet Tolmezzo am Tagliamento in Friaul (Dove). Ist die Höhe eines Gebirges bedeutend, so veranlasst es zu allen Jahreszeiten Niederschläge auf der dem Winde zugekehrten Seite, bei geringerer Höhe nur zu gewissen Zeiten. Man erkennt nämlich leicht, dass die auf der Windseite gebildeten Wolken leichter auf die andere Seite eines niederen Gebirges gelangen, als eines hohen. Nun erfolgt im Herbst und Winter die Wolkenbildung bei der grösseren relativen Feuchtigkeit der Luft viel niedriger als im Sommer. Daher bewirkt ein Gebirge, das nur etwas über 3000 Fuss aufsteigt, bezüglich der schon in den unteren Schichten sehr feuchten Luftströme im Herbst und Winter eine viel stärkere Verdichtung, als in Rücksicht der trocknen Luft des Sommers, indem nämlich die hohen Sommerwolken unbehindert darüber hinwegziehen, wogegen die niedrigen Wolken des Spätherbstes und Winters durch dasselbe aufgehalten werden. Auf niedrigen Gebirgen deutet die einmal eingeleitete Wolkenbildung auf eine bereits in der Tiefe stattgefundene Feuchtigkeitszunahme, so dass ein Niederschlag wahrscheinlich wird. In dieser Beziehung gewähren denn auch solche Gebirge hie und da bestimmte Wetteranzeigen.

In Folge des Umstandes, dass die von Süden herkommen-

den Aequatorialströme immer westlicher werden, muss in der gemässigten Zone der nördlichen Erdhälfte die Südwestseite die Wetterseite sein. Hiernach hat man die grösste Menge des Niederschlages an der Westküste der Continente zu erwarten, und die mächtigsten Regen da, wo unmittelbar ein hohes Gebirge an der Küste sich erhebt, wie in Europa die skandinavischen Alpen, die in der Richtung von S. nach N. verlaufen. Indessen entsprechen sonst in Europa die Hauptgebirgsketten mehr der Richtung der Parallelkreise als der der Meridiane, weshalb denn auch daselbst auf der Südseite der Gebirge eine grössere Regenmenge fällt. In Amerika ist dagegen die Westküste des Continents von dem östlich gelegenen Gebiete durch die mehr oder minder von Süd nach Nord laufenden Ketten der Felsgebirge getrennt, so dass die Luft Amerika's ungeachtet der mächtigen Wasserspiegel im Innern relativ trockner ist. —

In den Tropen, auf beiden Seiten des Aequators, zerfällt das Jahr in eine trockene und nasse Jahreszeit. Je mehr sich die Sonne dem Zenith nähert, desto grösser wird die Intensität des täglich aufsteigenden Luftstroms und desto grösser auch die Dampfmenge, welche derselbe mit sich in die Höhe führt. Es entstehen heftige Regengüsse unter starken elektrischen Entladungen. Diese bezeichnen den Eintritt der Regenzeit, deren Dauer in verschiedenen Gegenden ungleich ist. Der Himmel überzieht sich mit einem gleichförmigen Grau und der tägliche Regen, der bis gegen Abend währt, erreicht zur Mittagszeit, wo die Sonne im Zenith steht, oder im Laufe des Nachmittags, seine grösste Stärke. In der Nacht ist der Himmel meist heiter. Diese tropischen Regen sind also bedingt durch die Aufnahme des betreffenden Ortes in die Calmenregion, jenen heissen Gürtel, welcher die Grenze bildet zwischen der von der nördlichen und südlichen Erdhälfte horizontal zuströmenden kälteren Luft. Die in demselben täglich sich erhebenden Luftströme führen die Wasserdämpfe aus der wärmeren Tiefe in die höhere Atmosphäre, deren geringere Temperatur dann zu bedeutenden Niederschlägen Anlass gibt. In der Calmenregion herrschen daher Regen, während nördlich und südlich von ihr im Gebiete der unteren Passate, die stets im Verhältniss zur obwaltenden Temperatur trockene Luft aus höheren Breiten zuführen, heiteres Wetter besteht. Nun ist aber die Calmenregion in Hinsicht auf ihre Lage

und Grenzen veränderlich; sie verschiebt sich und mit ihr natürlich der vertikal aufsteigende Luftstrom nach Nord oder Süd, je nachdem die Sonne nördlich oder südlich declinirt. Dabei geschieht es, dass Orte, die vorher im Passat lagen, vorübergehend in die Gegend der Calmen aufgenommen werden. Diese Orte haben dann ihre Regenzeit bei höchstem Sonnenstande, dagegen ihre trockene Zeit bei tieferem Sonnenstande, während sie dem unteren Passate ausgesetzt sind. Danach wird die Dauer der tropischen Regen für einen Ort von der Dauer seines Verweilens in der Calmenregion abhängen. Diese Dauer ist aber bedingt durch die Breite der eben bezeichneten Zone und durch die Grösse ihrer Verschiebung in der jährlichen Periode. Da nun die Verschiebung der Calmenregion in den einzelnen Jahren nicht immer im gleichen Maasse und auch nicht immer in gleicher Weise erfolgt, so werden auch der Anfang und das Ende der Regenzeit, sowie die Menge des herabfallenden Regens nicht unveränderlich sein.

An den äusseren Grenzen des Passats werden die Regen bei dem niedrigsten Sonnenstande durch herabgehende Aequatorialströme gebracht. Man nennt diese Regen subtropische im Gegensatz zu den vorher betrachteten tropischen, welche an der inneren Berührungsgrenze der Passate durch vertikal aufsteigende Luftströme entstehen. An den Grenzen der Tropen gibt es also eine Winterregenzeit, während die Sonne rücksichtlich des betreffenden Ortes nach der entgegengesetzten Seite des Aequators abweicht.

Reflectirt man nun auf die Stelle, wo die Luft als Aequatorialstrom aufsteigt und ein Theil des von ihr in die Höhe geführten Wasserdampfes in tropfbar flüssiger Form zurückfällt, und zugleich auf die Stelle, wo der Aequatorialstrom herabkommt und der in ihm enthaltene Wasserdampf in Folge der Temperaturerniedrigung ausgeschieden wird, so ergeben sich zwei Stellen des mächtigsten Niederschlages, zwischen welchen die Luft in horizontaler Richtung, als unterer Passat, nach der Stelle der Verdünnung (der Calmenregion) hinströmt. Jene beiden Stellen müssen daher durch eine regenlose Zone von einander getrennt sein, welche in der jährlichen Periode mit denselben und der ganzen Verbreitung des Passates herauf- und herunter- — nach Nord und Süd — rückt.

Die an den Grenzen der tropischen Zone im Winter herabfallenden Regen und die im südlichen Europa regelmässig eintretenden Herbstregen haben, nach L. v. Buch, eine gemeinschaftliche Ursache in den an den äusseren Grenzen des Passates herabkommenden Aequatorialströmen. Mit Rücksicht hierauf zeigte Dove, dass die Sommerregen Mittel-Europa's dieselbe Ursache haben, indem bei nördlicher Abweichung der Sonne, wo die ganze Erscheinung des Passates am weitesten nördlich liegt, jene oberen Ströme in grösster Mächtigkeit den Boden erst im mittleren Europa berühren, und daher hier im Kampfe derselben mit nördlichen Strömen das meiste Wasser herabfällt. Zur Zeit der Herbstnachtgleiche treffen diese Ströme erst südlicher den Boden, woher die nördlichen Küstenländer des mittelländischen Meeres in den Herbstmonaten die mächtigsten Niederschläge haben. Am meisten südlich kommen die Aequatorialströme bei südlicher Declination der Sonne herab, wo sie dann die Winterregen der subtropischen Zone in Nord-Afrika herbeiführen. Im Hinblick auf die periodische Verschiebung der Calmenregion und des Passates von N. nach S. und umgekehrt folgt noch, dass zur Zeit der Frühlingsnachtgleiche die Erscheinungen denen der Herbstnachtgleiche ähnlich sein werden, also den Herbstregen Süd-Europa's ein Frühlingsmaximum des Niederschlages daselbst entsprechen wird.

Indessen ist die in Deutschland gegen Ende Juni beginnende Regenzeit vornehmlich in dem Umstande begründet, dass sich im Sommer die Temperatur im Innern des europäischen Continents bedeutend steigert, während die des atlantischen Oceans auffallend zurückbleibt, so dass die kühlere Luft über dem Meere in die wärmere des Continents eindringt und durch die Vermischung beider starke Niederschläge entstehen. Es herrscht dann gewöhnlich Nordwestwind (Nr. 43).

Die mittlere Regenmenge nimmt im Allgemeinen vom Aequator nach den Polen hin ab, z. Th. schon deshalb, weil der Aequatorialstrom bei seinem Fortschreiten nach höheren Breiten allmählig durch sich erneuernde Niederschläge immer mehr von seinem Dampfgehalte verliert. Ausnahmen werden herbeigeführt durch locale, den Regen steigernde Modificationen, welche in dem Lagenverhältnisse des Landes zum Meere und in dem Einflusse der Gebirge begründet sind. Im Uebrigen hat sich eine Abnahme der mittleren Regenmenge vom Aequator nach dem Pole hin im

Allgemeinen ergeben. Nach einer Zusammenstellung von Arago fällt jährlich zwischen 0° und 25° N. Br. eine Regenmenge = 75 Zoll, zwischen 25° und 40° N. Br. = 35 Zoll, von 40 bis 50° N. Br. = 25 Zoll, von 50 bis 60° N. Br. = 15 Zoll. Umgekehrt verhält es sich im Allgemeinen mit der Anzahl der Regentage, wenn man von der sehr regenreichen Zone in der Nähe des Aequators absieht. Mit wachsender Entfernung vom Aequator wird die Anzahl der einzelnen Niederschläge zunehmen, insofern nicht allein durch den nach höheren Breiten fortschreitenden Aequatorialstrom, sondern auch durch das wechselseitige Verdrängen nördlicher und südlicher Winde Regen herbeigeführt werden. Nach Schouw beträgt die Anzahl der Regentage für Süd-Italien 71, für das Thal des Po 88, für die Ungarische Ebene 112, für Nord-Frankreich und Belgien 152, für die deutsche Ebene 154, für Holland 170; woraus also eine Zunahme mit der geographischen Breite erhellt. Durchschnittlich rechnet man auf das Jahr im südlichen Europa 120 Regentage, im mittleren 146 und im nördlichen 180. Im Innern der grossen Continente von Asien nimmt ihre Zahl ab, so dass man in Irkutzk auf das Jahr nur 62 Regentage rechnet, von denen etwa 25 auf den Sommer und 6 auf den Winter kommen.

Auf der offenen See regnet es viel weniger als in der Nähe des Landes oder der Inseln. Sehr mächtige Niederschläge finden da statt, wo ein wärmeres Meer eine kältere Küste bespült. —

Das Regenwasser bringt zu manchen Zeiten mancherlei fremdartige Stoffe mit herab. So organische, namentlich Blüthen- und Samenstaub verschiedener Pflanzen. Sonst enthält es, abgesehen von Staubtheilchen, zu jeder Zeit Kohlensäure und kohlensaures Ammoniak. Im Regenwasser der Gewitter fand man auch geringe Mengen von Salpetersäure. Am reinsten ist das Regenwasser im März und April.

52. *Riesel und Hagel.*

Die Riesel oder Graupeln erscheinen als kleine (1—2 Linien starke) Kügelchen, welche aus zusammengefrorenen Schneeflocken bestehen, die in Folge einer rotatorischen Bewegung eine kugelförmige Gestalt erhalten. Sie fallen am häufigsten im April und Mai in Begleitung von Regen und Schnee.

Der Hagel besteht aus Körnern von sehr verschiedenem Durchmesser, der in mittleren Breiten höchstens 1½—1¾ oder 2 Zoll beträgt. Sie haben einen weissen Kern, der mit einer durchsichtigen Eisschale umgeben ist, welche nicht selten aus mehreren concentrischen Schichten besteht. Die Gestalt der

Körner ist kugelig, die der grösseren birn- oder pilzförmig. Häufig kommt die Gestalt dreiseitiger Kugelsegmente vor.

Als eine dritte Art von atmosphärischen Eiskörpern sind wirklich gefrorene Regentropfen zu betrachten, die sich von den Graupeln und dem eigentlichen Hagel durch ihre Durchsichtigkeit unterscheiden. Dieselben entstehen dadurch, dass herabfallende Regentropfen in einer tieferen kälteren Luftschicht gefrieren. Ihr Erscheinen ist selten, weil die sie bedingenden Temperaturverhältnisse selten in der Atmosphäre vorkommen.

Die Graupeln sind auf hohen Bergen und in den höheren Regionen der Tropen häufiger als der Hagel. Der letztere ist in den tieferen Gegenden zwischen den Wendekreisen eine seltene Erscheinung; dagegen scheint er in der gemässigten Zone häufiger in der Tiefe als in höher gelegenen Gegenden vorzukommen. Nach einer Bemerkung von de Saussure soll in Ebenen, die am Fusse hoher Berge liegen, der Hagel in einer gewissen Entfernung von den letzteren stärker und häufiger auftreten als in andern grösseren oder kleineren Entfernungen. Wo die Thäler der Alpen aus dem Gebirge, das sie hoch und steil umschliesst, hervorkommen, breitet sich die Fläche gewöhnlich zu einem Hügellande aus, welches gegen die vorige Enge als eine Ebene erscheint. Solche Flächen in der Nähe hoher Gebirge werden häufig von Hagel getroffen.

Die eigentliche Hagelzone, worin der Hagel häufiger als anderwärts auftritt, liegt auf der nördlichen Erdhälfte zwischen 30 und 60° der Breite. Besonders häufig scheint derselbe zwischen dem 40 und 55° vorzukommen. In diesem Raume werden jedoch wieder gewisse Striche und Gegenden vorzugsweise heimgesucht.

Der Hagel dehnt sich meist über einen schmalen, aber häufig sehr langen Strich aus. Derselbe erscheint vornehmlich im Sommer unter elektrischen Entladungen, die jedoch nicht nothwendig mit ihm verknüpft sind. An eine bestimmte Tageszeit ist seine Erscheinung nicht gebunden. Doch hagelt es während der Nacht seltener als zu den übrigen Tageszeiten. Das Maximum fällt auf den Nachmittag. Die Wolken, aus denen die Hagelkörner herabfallen, haben einen eigenthümlichen aschgrauen Farbenton, unregelmässige Anschwellungen auf der Oberfläche, vielfach zerrissene Ränder, und dem Anschein nach auch meist

eine grosse Dicke. Oft zeigen diese Wolken, wie die Sand- und Wasserhosen, einen traubenartigen Schlauch, welcher sich während des Fortganges tiefer herabsenkt und endlich fast die Erde berührt, ehe der Hagel aus ihm hervorbricht. Erfahrungsmässig sind auch jene Wettersäulen nicht selten vom Hagel begleitet.

Unter den verschiedenen Hypothesen über die Entstehung des Hagels gedenken wir zuvörderst einer bereits von Franklin angedeuteten, dann namentlich von Muncke und Kämtz hervorgehobenen Ansicht. Dem Hagelwetter im Sommer geht nämlich meist Windstille, namentlich in den höheren Regionen der Atmosphäre voraus; wie denn auch die Wolken an Tagen, wo sich Hagelschauer bilden, entweder völlig ruhig stehen oder sich nur langsam bewegen, obschon in der Tiefe vielleicht ein mehr oder weniger lebhafter Wind weht. Eine zweite Bedingung ist intensive Einwirkung der Sonne auf den Boden. Meist ist dann die Atmosphäre dem Zustande der Sättigung mit Wasserdampf nahe, die Hitze ist uns mehr oder weniger drückend, obgleich das Thermometer eben nicht einen entsprechend hohen Wärmegrad anzeigt. Unter solchen Umständen gewinnt die Luft eine starke Steigkraft. Indem nun der Wasserdampf mit Schnelligkeit in die Höhe steigt, kommt er allmählig in Regionen, wo die Temperatur weit niedriger ist, als seine Spannkraft erfordert, so dass derselbe condensirt werden muss. Die Wolken, welche der Bildung des Hagelwetters vorausgehen, sind meist Schneewolken (*cirri*), die unter den obwaltenden Umständen schon in einer Höhe von 12000 Fuss entstehen können, da hier eine tief unter dem Gefrierpunkt liegende Temperatur zu erwarten ist. Nun können die herabfallenden Schneeflocken in den wärmeren Luftschichten schnell verdunsten. Unter Umständen kann aber auch die Verdunstung dieser Flocken verhindert werden, wenn nämlich die Atmosphäre so feucht ist, dass sich Haufenwolken (*cumuli*) bilden. In diesem Falle wird die Zahl und Ausdehnung der Luftströme immer grösser; es können, wenn das labile Gleichgewicht gestört ist, kalte Luftmassen mit grosser Schnelligkeit herabsinken und in den tieferen Schichten den Zustand der Sättigung vollends herbeiführen. Der Wasserdampf schlägt sich dann auf der Oberfläche der bereits vorhandenen kalten Körner in grösserer Menge nieder und bildet um den undurchsichtigen

Schneekern eine durchsichtige Eisrinde. Das eigentliche Material der Hagelbildung besteht also in jenen tief unter den Gefrierpunkt erkalteten Federwolken, welche beim Herabsinken die sehr kalten obern Luftschichten theilweise nach sich ziehen und aus deren Eiskrystallen zunächst die weissen Schneekerne des Hagels hervorgehen, so dass die grösseren Eiskörper erst in der Tiefe entstehen. Bei diesem Processe können wohl elektrische Erscheinungen nicht ausbleiben; sie begleiten die Hagelbildung, sind aber nicht Ursache derselben.

Da die Dunstkörperchen, welche durch Condensation des zu beträchtlichen Höhen aufsteigenden Wasserdampfes entstehen, bei Temperaturen unter Null im tropfbarflüssigen Zustande verweilen können (Nr. 35), so ist ersichtlich, dass solche Körperchen, wenn sie bei Störung des labilen Gleichgewichtes erstarren und dann während des Herabfallens zu schmelzen und zu verdunsten verhindert sind, zur Bildung von Hagelkörnern dienen können. Indessen hat man hinsichtlich der Entstehung des Hagels auch an eine Temperaturerniedrigung durch eine rasche Wirbelbewegung und eine damit verknüpfte starke Luftverdünnung (längs der Axe des Wirbels) gedacht. Die solchergestalt bewirkte Temperaturerniedrigung soll die mit in Rotation begriffenen Wassertropfen zum Gefrieren bringen. Man erkennt, dass diese Ansicht und die kurz zuvor berührte sich nicht ausschliessen, da die aus der Höhe herabsinkenden kalten Wassertheilchen sich infolge der rotatorischen Bewegung der Luft auf einem niedrigen Temperaturgrade behaupten und erstarren können. Die grösseren Eiskörner entstehen aus der Vereinigung kleinerer Körner.

Der undurchsichtige weisse Kern, den man häufig in den grösseren Hagelkörnern wahrnimmt, darf nicht ohne weiteres als ein Schneekern angesehen werden. Ueber die mikroskopische Structur der Hagelkörner stellte Flögel*) in Kiel (gelegentlich eines daselbst am 10. September 1870 stattgefundenen Hagelfalles) einige Untersuchungen an. Die Mehrzahl der Körner hatte die gewöhnliche kegelförmige Gestalt mit einem Kugelabschnitte als Basis. An dieser convexen Grundfläche zeigten viele der sonst undurchsichtigen weissen Körner einen concentrischen Ueberzug von glashellem Eise, dessen Dicke an den verschiedenen Körnern sehr ungleich war. Die klare Eismasse liess unter dem Mikros-

*) Poggend. Ann. Bd. 146 S. 482.

kope eine gewisse Anzahl äusserst feiner Linien erkennen, welche in den mannigfachsten Formen gebogen waren. Solche Linien fanden sich auch in der undurchsichtigen Masse und bekundeten eine Zusammensetzung der grösseren Masse aus kleineren Eisstückchen. Jedes dieser Stückchen enthielt eine Anzahl kugeliger Räume, welche mit Wasser angefüllt waren, und in jedem Wassertropfen befand sich wieder eine viel kleinere Luftblase. Demnach beruhte die Undurchsichtigkeit der Eiskegel auf den verschiedenen Brechnungscoefficienten der genannten drei Bestandtheile. In dem Eiskegel zusammengeklebte Schneemassen erblicken zu wollen, möchte, wie Flögel hervorhebt, unzulässig sein, da nirgends etwas von der bekannten geradlinigen Begrenzung und den Krystallwinkeln des Schnees zu finden war. Das im Innern der Eisstücke zurückgebliebene Wasser stand vermuthlich unter hohem Drucke und mochte durch die äussere feste Eismasse infolge schneller Erstarrung am Krystallisiren gehindert worden sein. — Hagelkörner von sehr ungewöhnlicher Gestalt fielen am 9. Juni 1869 fünf Meilen südwestlich von Tiflis unter 41° 10′ N. Br. und 62° 19′ O. L., wo sich eine meteorologische Station (3787 F. über dem Meere) befindet. Fast bei allen Eiskörpern zeigte sich eine sphäroidale Kernmasse mit einer dieselbe theilweise überkleidenden krystallinischen Bildung, die auf zwei verschiedene Phasen des Bildungsactes der betreffenden Hagelkörner zu deuten ist. Der centrale Theil des Hagelkornes stellte einen sphäroidalen, in der Mitte gleichmässig von beiden Seiten schwach eingedrückten Körper von reinem aber wegen eingeschlossener feiner Luftblasen nur schwach durchsichtigem Eise dar. Von gleicher Beschaffenheit erschien das Eis des mittleren, von einer mehr oder weniger breiten weisslichen Zone umgebenen Kerns. Aus diesem etwas opaken Kerne traten unter einem Winkel von 60° voneinander getrennte schmale, ebenfalls weisslich schimmernde Radien zur Peripherie der Sphäroide. Der zwischen den sechs Radien befindliche Raum zeigte fast reines Eis. Auf den mehr oder weniger zusammengedrückten sphäroidalen Centralkörpern erhoben sich nun, vorzugsweise innerhalb der Zone grösster Kreise des Sphäroids, theils vereinzelte, theils dicht zusammengedrängte Krystalle von reinem durchsichtigen Eise, in welchen das rhomboëdrische System in mannigfachen Abänderungen deutlich repräsentirt erschien. Näheres darüber s. in Poggend. Ann. Bd. 146. S. 475.

c. Atmosphärischer Luftdruck.

53. *Barometerstand.*

Der Druck der atmosphärischen Luft an einem gegebenen Orte der Erde wird bekanntlich durch die Höhe des Barometerstandes gemessen. Es kommt also darauf an, dass der letztere

möglichst frei von störenden Einflüssen erkannt werde. Vor Allem ist es nun wichtig, diejenigen Veränderungen des Barometerstandes zu eliminiren, welche aus einer Temperaturveränderung des Quecksilbers hervorgehen. Will man verschiedene Barometerbeobachtungen mit einander vergleichen, so müssen sie alle auf dieselbe Quecksilbertemperatur (0°) reducirt werden. Diese Reduction ist aber leicht vorzunehmen, da man den Ausdehnungscoëfficienten des Quecksilbers für eine Temperaturveränderung von 1° kennt. Derselbe beträgt in Bezug auf das hunderttheilige Thermometer, also für 1° C. $\frac{1}{5550}$, für 1° R. $\frac{1}{4440}$. Zur Reduction des bei t^0 beobachteten Barometerstandes b auf 0° hat man dann im ersten Falle die Formel: $b' = b(1 - \frac{1}{5550}t)$, und im zweiten $b' = b(1 - \frac{1}{4440}t)$.

Der mittlere Barometerstand oder, was dasselbe, der mittlere Luftdruck am Meeresspiegel ist nicht überall derselbe; er nimmt mit wachsender Entfernung vom Aequator zu, erreicht zwischen dem 30° und 40° nördl. Br. ein Maximum und nimmt hierauf unter höheren Breiten wieder ab.

Der mittlere Druck der Atmosphäre am Meeresspiegel beträgt nach Poggendorff im Allgemeinen 337,80 Par. Linien. Dieser Druck würde derjenige sein, welcher unter 45° Breite stattfindet. Gewöhnlich nimmt man aber die Grösse des mittleren atmosphärischen Druckes zu 28 Zoll (336 Par. Lin.) oder zu 760 Millimeter an.

54. *Täglicher Gang des atmosphärischen Druckes.*

Unter den Tropen zeigt schon eine kurze Beobachtungszeit, dass die Veränderungen des Barometerstandes eine bestimmte tägliche Periode befolgen, und zwar dergestalt, dass im Laufe eines Tages zwei Maxima und zwei Minima hervortreten; erstere um etwa 9 Uhr Morgens und 10 Uhr Abends. In höheren Breiten erscheinen die Schwankungen des Barometers sehr unregelmässig, doch stellt sich auch hier jene Periode heraus, wenn man das Barometer längere Zeit hindurch von Stunde zu Stunde beobachtet und aus allen successiv zu derselben Stunde beobachteten Barometerhöhen das arithmetische Mittel nimmt. Für die nördliche Halbkugel hat sich im Durchschnitt ergeben, dass der Luftdruck des Morgens gegen 4 Uhr ein Minimum erreicht, von hier an steigt bis etwa 10 Uhr Morgens, wo ein Maximum ein-

tritt, dann wieder abnimmt bis zu einem zweiten Minimum gegen 4 Uhr Nachmittags, um von hier bis gegen 10 Uhr Abends zu steigen. Von diesem zweiten Maximum an findet dann wieder eine Abnahme bis zu jenem Morgenminimum statt.

Die verschiedenen Jahreszeiten bringen eine Veränderung der Wendestunden mit sich, so dass die letzteren im Winter Abends und Morgens ein bis zwei Stunden näher an Mittag fallen als im Sommer.

Die Grösse oder den Spielraum der täglichen Barometerschwankungen erhält man, wenn man den niedrigsten Barometerstand eines Tages von dem höchsten desselben Tages abzieht, oder nach Kämtz, wenn man das arithmetische Mittel aus den beiden Minimis von dem Mittel der beiden Maxima abzieht. Diese Differenz ist die tägliche mittlere Oscillation des Luftdruckes. Sie ist unter dem Aequator am grössten und nimmt mit wachsender Breite ab. Auch ist sie im Winter kleiner als in den übrigen Jahreszeiten. Mit zunehmender Höhe über der Meeresfläche nimmt sie ebenfalls ab. So ist nach Kämtz die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten Barometerstand in Zürich $1{,}56^{mm}$, auf dem Faulhorn aber nur $1{,}09^{mm}$. Zugleich ist der tägliche Gang auf grossen isolirten Höhen ein anderer. Je höher ein Ort liegt, desto mehr nähern sich die beiden Maxima dem Abendminimum, das übrigens nicht so stark als in der Tiefe auftritt. So findet auf dem Rigi eine Zunahme des Luftdruckes gegen Mittag hin statt, so dass das Maximum daselbst erst um 2 Uhr Nachmittags auftritt. Aehnliches ergab sich auf dem Faulhorn, wo ein Maximum erst um 3 Uhr Nachmittags zur Erscheinung kommt. Es zeigt sich hier nur ein entschiedenes Maximum und ein entschiedenes Minimum.

Den mittleren Barometerstand eines Tages bestimmt man gewöhnlich dadurch, dass man das Barometer zur Zeit des Maximum am Morgen und zur Zeit des Minimum am Abend beobachtet und aus diesen Beobachtungen das Mittel nimmt, oder statt dessen aus den Beobachtungen um 6 Uhr Morgens, und 2 und 10 Uhr Abends. Der mittlere Barometerstand entspricht ungefähr demjenigen, welcher um die Zeit des Mittags eintritt.

55. *Jährlicher Gang des atmosphärischen Druckes.*

Der mittlere jährliche Gang der Barometerschwankungen ergibt sich, wenn man den mittleren Barometerstand für die verschiedenen Monate des Jahres bestimmt. Es zeigt sich dann, dass der Barometerstand in niederen Breiten, an nördlich vom Aequator gelegenen Orten, ein **Maximum** im **Januar**, ein **Minimum** im **Juli** erreicht, oder dass das Barometer überhaupt in den monatlichen Mitteln steigt und fällt, so wie die Temperatur in ihrem jährlichen Gange ab- und zunimmt. In grösserer Entfernung vom Aequatur verräth der Luftdruck an vielen Orten eine doppelte Periode. Von dem Maximum im Winter fällt derselbe nach dem Frühjahr hin, so dass z. B. für Paris, Strassburg, Halle und Berlin ein Minimum im April eintritt, worauf er durch den Sommer hin wieder grössere Werthe erreicht, die freilich nicht überall dem Maximum im Winter gleichkommen. Der Herbst zeigt entschiedene Annäherung an ein zweites Minimum (im November). Für Petersburg jedoch bemerkt man in den Sommermonaten kein neues Ansteigen des atmosphärischen Druckes, vielmehr eine Verminderung desselben zur Zeit des heissesten Monates, was noch mehr in Moskau, Kasan und noch entschiedener in Catharinenburg, Barnaul, Irkutzk, Nertschink, Jakutzk, Udski, am augenfälligsten aber in Peking und Chusan hervortritt. Im Innern von Russland und Asien gibt es also ein Sommerminimum des atmosphärischen Druckes. Von Calcutta nach Madras hin wird dasselbe schon merklich schwächer, und rückt zugleich mehr nach dem Frühling.

Auch das **Innere** Nordamerikas bietet ein Maximum des atmosphärischen Druckes im Winter, ein Minimum im Sommer; doch ist die Differenz hier geringer als im Innern Asiens Island besitzt ein Maximum des Druckes im Frühjahr (Mai), ein Minimum im Winter (Januar).

Die **Vertheilung** des atmosphärischen Druckes auf der Erdoberfläche wird näher veranschaulicht durch die von A. **Buchan** begründeten **isobarischen Linien** (Isobaren), welche durch Orte gleichen Druckes gehen. Man erhält diese Linien, wenn man für viele Orte der Erdoberfläche den, auf den Meeresspiegel reducirten, mittleren Barometerstand der verschiedenen Monate bestimmt und dann rücksichtlich jedes einzelnen Monats die Orte, welche gleichen Luftdruck darbieten, durch Linien miteinander verbindet.

56. *Mittlere monatliche Veränderungen des atmosphärischen Druckes.*

Die unregelmässigen Veränderungen des atmosphärischen Druckes einzelner Beobachtungsorte sind diejenigen, welche nicht eine bestimmte wiederkehrende Periode einhalten. Vergleichbare Bestimmungen über diese Schwankungen lassen sich durch die Kenntniss des Unterschiedes zwischen dem höchsten und niedrigsten Barometerstande in den einzelnen Monaten erhalten. Nimmt man nun, nachdem die Beobachtungen mehrere Jahre lang fortgesetzt sind, aus den Differenzen, welche den einzelnen Monaten entsprechen, die arithmetischen Mittel, so erfährt man die Grenzen, zwischen welchen in den einzelnen Monaten die Oscillationen des Barometers liegen. Wenn man endlich aus den Bestimmungen, die auf diese Weise für alle zwölf Monate des Jahres gefunden sind, das Mittel nimmt, so ergibt sich der Spielraum der mittleren monatlichen Extreme im Stande des Barometers. Dieser Spielraum oder die mittlere monatliche Barometeroscillation, die als Maass der unregelmässigen Aenderungen des Luftdruckes gilt, nimmt zu, je mehr man sich vom Aequator entfernt, wie folgende von Kämtz berechnete Tabelle zeigt.

Breite.	Zahl der Orte.	Spielraum.
0—10°	1	1''',32
10—20	2	2 ,13
20—30	5	3 ,74
30—40	8	6 ,00
40—50	25	9 ,23
50—60	29	11 ,60
60—70	6	13 ,68

Aus der nachstehenden Tabelle geht hervor, dass der Spielraum im Winter grösser als im Sommer ist.

Breite.	Winter.	Sommer.
0—10°	1''',24	1''',20
10—20	2 ,23	1 ,85
20—30	4 ,44	2 ,79
30—40	7 ,41	4 ,47
40—50	11 ,99	6 ,26
50—60	14 ,63	8 ,28
60—70	15 ,78	9 ,45

Verbindet man alle Orte derselben Erdhälfte miteinander, für welche der mittlere monatliche Spielraum der Veränderungen des Luftdrucks gleiche Grösse hat, so erscheinen die von Kämtz eingeführten isobarometrischen Linien. Sie fallen so wenig wie die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammen, haben aber das mit jenen gemein, dass sie an den Ostküsten Amerika's aufsteigen, während ihr Lauf im Innern der Continente ein sehr abweichender ist. Indem die Isothermen sich in Europa nach Süden wenden, steigen jene Linien noch stets gegen den Pol hin.

57. *Einfluss der Temperatur auf die Veränderungen des atmosphärischen Druckes.*

Man sieht leicht ein, dass die Temperaturveränderungen auf der Erde den grössten Antheil an den Schwankungen des Barometerstandes haben müssen. Wenn sich in einer Gegend wegen eingetretener höherer Temperatur ein aufsteigender Luftstrom bildet, so muss daselbst das Barometer sinken, in der kälteren Umgebung aber steigen, weil jener Luftstrom oben abfliesst und sich über der letzteren verbreitet und zum Theil herabsinkt. Deshalb ist auch der Luftdruck unter dem Aequator schwächer als gegen die Wendekreise hin. Unter den Tropen, wo die Temperaturveränderungen wegen der Constanz gewisser Winde bei weitem weniger zahlreich sind als in höheren Breiten, ist darum auch der Spielraum der unregelmässigen Barometerschwankungen viel kleiner als hier. Aus demselben Grunde ist er bei uns im Winter grösser als im Sommer.

58. *Einfluss des Wasserdampfes auf den atmosphärischen Druck.*

Die atmosphärische Luft enthält jederzeit Wasserdampf, dessen Spannkraft sich zu derjenigen der Luft hinzugesellt. Dies geschieht aber nur so lange als der Dampf sich wie ein Gas verhält und mit der Luft ein inniges Gemenge bildet. Wird er in irgend einer anderen Form verdichtet, so fällt auch sein Druck auf das Barometer weg. Nun lässt sich aber die absolute Spannkraft des Wasserdampfes immer bestimmen und daher auch, wenn man die Höhe der ihr entsprechenden Quecksilbersäule von dem Barometerstande abzieht, der Druck der trocknen oder dunstlosen Luft ermitteln. Dove bestimmte, gestützt auf Beob-

achtungen, welche Neuber in Apenrade anstellte, den Druck der Dampfatmosphäre für die einzelnen Stunden des Tages und subtrahirte die so gefundene Grösse von dem beobachteten Barometerstande. Es ergab sich, dass der Druck der trocknen Luft nur ein tägliches Maximum und Minimum zeigt. Im Verlaufe des ganzen Jahres ist der Druck der trocknen Atmosphäre durchschnittlich gegen 1 Uhr nach Mitternacht am grössten und etwa gegen 2 Uhr nach Mittag (überhaupt zur Zeit der grössten Tageswärme) am kleinsten. Die Differenz des Maximum und Minimum ist im Sommer grösser als in den übrigen Jahreszeiten. Aber auch der Druck des Wasserdampfes verräth im Laufe des Tages eine 24stündige Periode, in der Art also, dass derselbe während dieser Zeit ebenfalls nur ein Maximum und ein Minimum erreicht: jenes zur Zeit der grössten Tageswärme, dieses gegen das Minimum der Tageswärme hin. Stellt man den täg-

Fig. 14.



lichen Gang des Druckes beider Atmosphären, der trocknen und feuchten, graphisch durch eine Curve dar, so wird letztere bezüglich der trocknen Luft ihren convexen Gipfel nach unten, für die Dampfatmosphäre nach oben kehren, so dass also zu derselben Zeit, wo der Dampfdruck sein Maximum erreicht, der Druck der trocknen Luft sich im Minimum befindet.

Das doppelte Maximum und Minimum im Laufe des Tages kommt nun von dem Einfluss der Dampfatmosphäre her. Es kann aber das Verhältniss des Dampfdruckes in Bezug auf den Druck der trocknen Luft nicht an allen Orten der Erdoberfläche dasselbe sein. Orte, die fern von grossen Wasseransammlungen im Innern eines Continents liegen, und solche, welche nahe an der Küste des Meeres (wie z. B. Apenrade) gelegen sind, müssen die erheblichsten Unterschiede darbieten. Für jene Orte gibt es keinen bei Tage eintretenden Seewind, der ihnen den Wasserdampf ersetzt, welchen der über dem Lande aufsteigende Luft-

strom in die Höhe führt. An solchen Orten wird sich die Zu- und Abnahme des Druckes der trocknen Luft der Zu- und Abnahme des Dampfdruckes anschliessen, da mit steigender Wärme sowohl die trockne Luft als der Wasserdampf verdünnt und gehoben wird, um oben abzufliessen, und also beide in ihren Wirkungen auf das Barometer eine Schwächung erfahren. Daher hat man, wie Dove bemerkte, für einen Ort des entschiedenen Continentalklimas zu erwarten, dass das Maximum am Morgen für die ganze Atmosphäre wegfallen wird, wie es bei Orten in der Nähe der See nur für den von der Elasticität des Wasserdampfes gesonderten Druck der trocknen Luft stattfindet. So verhält es sich wirklich im Innern Sibiriens. Catharinenburg, Barnaul, Slatust, Nertschinsk bieten kein Morgenmaximum, wogegen Petersburg und Bogoslowsk noch ein solches erkennen lassen.

Die Grösse der täglichen periodischen Barometerschwankungen wird abnehmen, wenn die Elasticität des Wasserdampfes sich mehr steigert, als die durch die Wärme bewirkte Ausdehnung und Erhebung der Luft. So verhält es sich z. B. in Hindostan im Sommer bei dem Eintreten des Südwestmousson, in Madras und an der ganzen Coromandelküste im October und November. Dagegen nimmt jene Grösse zu, je mehr man sich vom Meere aus in das Innere der Continente begibt, überhaupt da, wo der lebhaft aufsteigende Luftstrom mehr Wasserdampf in die Höhe führt, als von unten her ersetzt wird. Unverändert bleibt jene Grösse, wenn der Dampfdruck ebenso sehr wächst, als der Druck der trocknen Luft abnimmt.

Die Abweichungen, welche der tägliche Gang des Barometers auf höheren isolirten Bergen im Vergleich zur Tiefe kundgibt (Nr. 54.), erklären sich aus der mit der täglichen Wärmezunahme erfolgenden Erhebung der unteren Luftschichten, wodurch der Druck in der Höhe verstärkt wird.

Der Druck der trocknen Luft zeigt auch im Laufe des Jahres nur ein Maximum und ein Minimum. Derselbe nimmt von dem kältesten nach dem wärmsten Monat hin ab und erreicht in letzterem das Minimum, während der Druck der Dampfatmosphäre umgekehrt nach der wärmeren Jahreszeit hin zunimmt. Beide wirken also bezüglich des Barometerstandes, der den Druck der Gesammtatmosphäre zur Erscheinung bringt,

einander mehr oder minder entgegen. In niederen Breiten, wo der Druck der trocknen Luft überwiegt, wird der atmosphärische Gesammtdruck abnehmen, in dem Maasse, als die Temperatur während der jährlichen Periode steigt. Im Wesentlichen ebenso verhält es sich im Innern grosser und wasserarmer Continente, indem auch hier das, was der Gesammtdruck der Atmosphäre durch die thermische Ausdehnung der Luft verliert, nicht vollständig durch die mit steigender Wärme zunehmende Elasticität des Wasserdampfes ersetzt wird. Dagegen wird in mittleren und höheren Breiten überall, wo der Druck der Dampfatmosphäre nach der wärmeren Jahreszeit hin sich entschiedener geltend machen kann, eine doppelte Periode in Hinsicht auf das Steigen und Fallen des Gesammtdruckes hervortreten. In Europa, namentlich im mittleren und westlichen, nimmt dieser Druck im Allgemeinen vom Maximum im Winter bis zum April hin ab, steigt dann wieder vermöge des zunehmenden Druckes der Dampfatmosphäre in der wärmeren Jahreszeit und erreicht, im Herbste vom September an wieder abnehmend, an vielen Orten im November ein zweites Minimum, worauf er dann, wegen wachsenden Druckes der trocknen Luft, wieder ziemlich rasch steigt. An den Küsten des atlantischen Oceans gewinnt der Gesammtdruck durch die Zunahme der Elasticität des Wasserdampfes mehr als er durch die Ausdehnung der erwärmten Luft verliert.

Eine Ausnahme von dem Gesetze des von den kälteren nach den wärmeren Monaten hin abnehmenden Luftdruckes bietet die Nordwestküste von Amerika. In Sitcha nämlich nimmt der Druck der trocknen Luft im Winter nach dem Sommer hin zu, was von einer Vermehrung der Luftmasse durch seitliche Zuflüsse herrührt, indem die über Asien aufsteigende Luft im Sommer vorzugsweise in der Höhe nach dem Behringsmeer und dem nördlichen stillen Ocean abfliesst.

Ferner ist ersichtlich, dass in einer Gegend, welche von einem relativ warmen, mit Wasserdampf beladenen Luftstrome berührt wird, eine erhebliche Verminderung des atmosphärischen Druckes stattfinden muss, wenn infolge localer Verhältnisse der Wasserdampf des Stromes grösstentheils verdichtet und ausgegeschieden wird. Durch die dabei frei werdende Wärme wird die Luft aufgelockert und zum Aufsteigen veranlasst, wie denn

auch der Druck des Dampfes als solchen wegfällt. Indessen kann während eines starken Regens, namentlich zur Zeit des Sommers, wo die erste Bildung der Wolken und des Regens in grösserer Entfernung von der Erdoberfläche erfolgt, durch die mechanische Wirkung des herabfallenden Wassers auf die Luft eine Verdichtung derselben in den unteren Schichten und somit eine Steigerung des Luftdruckes daselbst herbeigeführt werden.

59. *Einfluss der Winde auf den Luftdruck.*

Aus den mittleren Barometerhöhen, welche man für jeden der acht Hauptwinde an verschiedenen Orten Europa's bestimmt hat, geht hervor, dass das Barometer bei nördlichen Winden höher steht als bei südlichen, was als eine Folge der Temperaturdifferenz dieser Winde anzusehen ist. Die südlichen, als die wärmeren, üben einen geringeren Druck aus als die kälteren nördlichen Winde. In Europa trifft im Winter der höchste Barometerstand mit dem Minimum der Wärme nahe bei NO., und das Maximum der letzteren mit dem tiefsten Barometerstande nahe bei SW. zusammen. Anders verhält es sich im Sommer, wo bei dem Vorherrschen der vom atlantischen Oceane herwehenden kühleren Westwinde der kälteste Punkt der thermischen Windrose auf die Westseite, der wärmste hingegen auf Ost fällt. Während also im Winter die barometrischen Extreme der Windrose mit den Wärme-Extremen derselben zusammenfallen, findet dies im Sommer nicht statt.

Im Allgemeinen nehmen auf der nördlichen Hemisphäre im Uebergange von SW. durch W. und N. bis NO. die mittleren Barometerstände zu, die mittleren Thermometerstände ab; im weiteren Uebergange aber von NO. durch O. bis SW. nehmen die mittleren Barometerstände ab, während die mittleren Thermometerstände wachsen. Die Elasticität des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes schliesst sich in Hinsicht auf ihre Vertheilung in der Windrose genau an die thermische Windrose an, wogegen der Druck der trocknen Luft genau der barometrischen Windrose entspricht. Nach den Untersuchungen von Dove nimmt nämlich die mittlere Elasticität des Wasserdampfes zu bei O.-, SO.- und Südwinden; ihre Zunahme geht bei SW. in Abnahme über; sie nimmt ab bei W.-, NW.- und Nordwinden; bei NO. geht ihre Abnahme in Zunahme über. Dagegen nimmt der Druck der trocknen Luft ab bei O., SO. und S.; bei SW. geht seine Abnahme in Zunahme über, so dass er nun wächst bei W., NW. und N. bis NO., wo seine Zunahme in Abnahme übergeht.

60. *Zusammenhang zwischen dem Barometerstande und der Witterung.*

Da unsere Witterungsverhältnisse grösstentheils durch zwei sich abwechselnd verdrängende Luftströme, den Polar- und Aequatorialstrom bedingt sind, und mit der Drehung des Windes auch die Bildung wässeriger Niederschläge in bestimmter Weise verknüpft ist, so muss wohl ein gewisser Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Barometers und der Witterung bestehen. Der Ostwind ist der östlich abgelenkte Polarstrom; seine Verdrängung durch den Aequatorialstrom geschieht von oben nach unten und ist mit einem Fallen des Barometers verbunden, welches die Ankunft dieses Stromes in den oberen Schichten schon verräth, wenn unten die Windfahne noch ruhig nach Ost zeigt. Während des wirklichen Verdrängens dreht sich der Wind durch SO. nach Süd. In Folge der Axendrehung der Erde wird aber der nun herrschende Südstrom allmählig nach W. abgelenkt, d. h. der Wind dreht sich durch SW. nach West. Ist nun der Westwind herrschend geworden und wird derselbe durch einen neuen Polarstrom von unten nach oben verdrängt, so bringt dieser als ein kälterer schwererer Strom das Barometer zum Steigen. Der herrschend gewordene Polarstrom wird aber wegen der Axendrehung der Erde zu einem Ostwind.

Es ist nun ersichtlich, dass das Barometer bei herrschendem Ostwinde v o r dem Regen fallen muss, der hier durch den leichteren mit Wasserdämpfen erfüllten Aequatorialstrom gebracht wird. Wenn dagegen wässerige Niederschläge bei dem Verdrängen des westlichen Stromes durch den nördlichen entstehen, so steigt das Barometer während des Regens.

Indessen dreht sich der Wind nicht immer continuirlich durch die Windrose, sondern springt, namentlich auf der Westseite zwischen S. und W., häufig zurück, indem neue Südwinde (Aequatorialströme) herbeikommen, die schliesslich wieder als Westwinde auftreten; daher ein Fallen des Barometers bei Westwind auf neuen Regen durch den Aequatorialstrom hindeutet. Dauernder Regen ist, wie Dove bemerkt, nicht Ein Niederschlag, sondern die häufige Wiederholung derselben Erscheinung, die sich in Bezug auf die Windfahne als eine beständige Abwechselung zwischen W. und SW., in Bezug auf das Barometer als ein

fortwährendes Schwanken (Steigen und Fallen) darstellt. Auf der Westseite der Windrose folgt also ein kälterer Wind auf einen wärmeren, auf der Ostseite hingegen ein wärmerer auf einen kälteren Wind. Demgemäss folgt im Winter auf der Westseite der Windrose Schnee auf Regen, auf der Ostseite Regen auf Schnee. Fällt Schnee bei Westwind, so deutet dies auf den Eintritt neuer Kälte durch den Polarstrom. Schnee bei Ostwind deutet hingegen auf Milderung der Kälte durch den Aequatorialstrom. Sonach wird Schnee bei fallendem Barometer in Regen, Regen bei steigendem Barometer in Schnee übergehen. Schnee mit steigendem Barometer zeigt neue Kälte an, Schnee mit fallendem eine Mässigung derselben.

Eine nach dem Regen erhöht bleibende Temperatur wird immer neuen Regen anzeigen, da sie bei Ostwind das Ueberhandnehmen des Aequatorialstromes, bei Westwind aber ein Zurückspringen nach Süd, also das Ueberwiegen jenes Stromes andeutet.

Da im Winter zwischen dem Polar- und Aequatorialstrome eine grössere Wärmedifferenz als im Sommer besteht, so werden die mit dem Wechsel dieser Ströme verknüpften Aenderungen der meteorologischen Instrumente im Winter entschiedener als im Sommer zu Tage treten.

Siebentes Kapitel.

Vom Magnetismus der Erde.

61. *Grunderscheinungen des Erdmagnetismus.*

Eine Magnetnadel, welche in einer horizontalen Ebene frei beweglich ist, nimmt immer, wo sie sich auch befinden mag, eine bestimmte Stellung ein, in die sie stets wieder zurückkehrt, so oft man sie daraus entfernt. Es kann diese Erscheinung nur Folge einer äusseren und zwar magnetischen Kraft sein, da eine unmagnetische Nadel nichts derartiges zeigt. Für unsere Gegend hat die Magnetnadel eine Richtung von Nord-Nordwest nach Süd-Südost. Das nach Norden gerichtete Ende der Nadel wird gewöhnlich der Nordpol, das andere Südpol genannt. Die

vertikale Ebene, welche man sich durch die Richtung einer horizontalen Megnetnadel gelegt denken kann, nennt man den magnetischen Meridian, und den Winkel, welchen dieser mit dem geographischen bildet, die Abweichung oder Declination der Nadel. Wenn die Magnetnadel genau in ihrem Schwerpunkte aufgehängt ist, so dass sie sich zugleich um eine horizontale Axe drehen kann (Inclinationsnadel), so bemerkt man auch, dass sich ihr Nordpol unter die Horizontalebene herabsenkt, und mit dieser einen bestimmten Winkel bildet, den man ihre Neigung oder Inclination nennt. Bei uns macht die Nadel mit dem Horizont einen Winkel von höchstens 70°.

Aehnliches beobachtet man nun, wenn man eine kleine an einem Faden hängende Magnetnadel über einen grösseren Magneten bringt. In der Mitte zwischen den beiden Polen hat sie eine horizontale Lage, weiter darüber hinaus senkt sich aber der eine oder andere Pol hinab. Wir können aus diesen Erscheinungen schliessen, dass die Erdkugel selbst einen Magneten darstellt, der auf einen gewöhnlichen Magneten ebenso wirkt, wie ein grösserer Magnet auf einen kleineren. — Die magnetische Wirkung der Erde geht auch daraus hervor, dass ein etwas langer unmagnetischer Stab von weichem Eisen, in die Richtung des magnetischen Meridians (oder der Inclinationsnadel) gebracht, Magnetismus annimmt.

Je mehr man nach Norden kommt, desto grösser wird die Inclination, so dass endlich die Nadel eine senkrechte Stellung annehmen muss. Capitain Ross hat diesen magnetischen Pol der Erde wirklich erreicht; er fand ihn unter 70° 5′ 17″ n. Br. und 96° 46′ westl. L. von Greenwich. In der Nähe der Aequatorialzone gelangt man zu einem Punkte, wo die Nadel eine vollkommen horizontale Lage annimmt, wo also die Inclination ganz verschwindet. Weiter nach Süden hin nimmt die Inclination wieder zu, so dass es in der Nähe des Südpoles der Erde einen zweiten Punkt geben muss, in dem sich die Nadel vertikal stellt. Hier ist es aber das nach Süden gekehrte Ende der Nadel, welches herabsinkt.

Wenn man alle Punkte in der Aequatorialzone, in denen sich die Nadel horizontal stellt, wenn man also alle Orte ohne Inclination durch eine Linie mit einander verbindet, so erhält man den magnetischen Aequator. Dieser fällt nicht mit

dem Erdäquator zusammen, sondern bildet eine Linie von doppelter Krümmung, welche jenen in zwei veränderlichen Punkten schneidet, welche dermalen in der Richtung von O. nach W. fortrücken.

62. *Veränderungen der Declination, Inclination und der Intensität des Erdmagnetismus.*

Die Declination ist unaufhörlichen Veränderungen unterworfen, von denen manche ein bestimmtes Gesetz befolgen und deshalb regelmässige Veränderungen genannt werden. Im Jahre 1580 war die Declination in Paris östlich und betrug etwa 11° 30′, im Jahre 1663 war sie 0 und ist seitdem wieder westlich geworden. Im Jahre 1700 betrug die westliche Abweichung 8° 10′, im Jahre 1780: 19° 55′ und erreichte 1814 ihr Maximum von 22° 34′. Von hier an ging der Nordpol der Nadel wieder allmählig nach Ost, so dass die westliche Abweichung im Jahre 1835 auf 22° 4′ zurückgekommen war. Im December 1854 fand man daselbst eine westliche Abweichung von 20° 17′. Ausser den eben erwähnten seculären Veränderungen gibt es aber auch noch tägliche und jährliche Variationen, welche regelmässig wiederkehren und mit der erwärmenden Kraft der Sonne in unverkennbarem Zusammenhange stehen. Der tägliche Gang der Magnetnadel ist im Allgemeinen von der Art, dass die westliche Abweichung des Morgens vom Aufgange der Sonne an allmählig zunimmt und Nachmittags um 1—2 Uhr am grössten wird. Darauf geht sie wieder nach Ost hin zurück, und erlangt im Laufe der Nacht das Minimum ihrer westlichen Abweichung. Die Schwingungsweite der täglichen Variationen oder der Winkel zwischen dem östlichsten und westlichsten Stand der Nadel ändert sich mit den Jahreszeiten und ist im Winter am kleinsten. Nach Beobachtungen in Göttingen von 1834—37 beträgt dieser Winkel für ein ganzes Jahr 10′24″, vom October bis März 7′58″ und vom April bis October 12′ 48″.

Südlich vom Aequator finden die täglichen Variationen in entgegengesetzter Richtung statt, indem hier das Südende der Nadel sich nach Westen bewegt, wenn nördlich vom Aequator das Nordende diese Richtung einschlägt.

Ausser den regelmässigen Veränderungen der Declination kommen noch unregelmässige Veränderungen oder sogenannte

Störungen vor, welche häufig die ersteren übertreffen. Plötzliche Störungen in der Richtung der Magnetnadel zeigen sich namentlich zur Zeit des Nordlichtes.

Die Inclination ist, wie die Declination, nach Ort und Zeit sehr verschieden und ähnlichen Veränderungen unterworfen. So hat z. B. nach Kupffer die Inclination in Petersburg Morgens um etwa 10 Uhr ein Maximum und Abends um 10 Uhr ein Minimum.

Die Stärke des Erdmagnetismus ist, wie die Declination und Inclination, an verschiedenen Orten sehr ungleich. Sie nimmt im Allgemeinen von den wärmeren nach den kälteren Gegenden zu, ist in der Nähe des Aequators am kleinsten und wächst von hier um so mehr, je weiter man nach Norden oder Süden kommt. Auch an demselben Orte ist die Intensität des Erdmagnetismus veränderlich und ähnlichen Variationen unterworfen wie die Declination und Inclination.

63. *Isogonische, isoclinische und isodynamische Linien.*

Nach dem Vorstehenden wird die Wirkung, welche der Erdmagnetismus auf einen Punkt der Erdoberfläche ausübt, durch Declination, Inclination und Intensität bestimmt. Sind diese Stücke für hinreichend viele Punkte der Erdoberfläche ermittelt, so geben sie zusammen für einen gewissen Zeitpunkt den magnetischen Zustand der Erdkugel zu erkennen. Man kann zu diesem Behufe jedes dieser Bestimmungsstücke besonders betrachten und auf einer Karte zur Darstellung bringen, indem man alle Orte der Erdoberfläche, in denen das Stück denselben Werth hat, durch eine Curve mit einander verbindet. Auf diese Weise erhält man drei Systeme krummer Linien. Jene Linien, welche die Orte gleicher Declination mit einander verbinden, nennt man isogonische, solche, in deren Punkten gleiche Inclination herrscht, isoclinische, und die dritten, deren Punkte die Orte gleicher Intensität bezeichnen, isodynamische Linien. Der Lauf der isogonischen Linien ist beträchtlichen Veränderungen unterworfen, wie sich dies nach den früheren Betrachtungen nicht anders erwarten lässt. Von Interesse ist eine Linie ohne Abweichung, d. h. eine solche, auf welcher die Richtung der horizontalen Magnetnadel mit der Richtung des geographischen Meridians zusammenfällt; sie geht

rings um die ganze Erde und theilt ihre Oberfläche in zwei Theile; auf dem einen Theil, und zwar auf dem atlantischen Ocean, in Europa und Afrika, ist die Abweichung der Nadel eine westliche, auf der anderen, mit Ausnahme einer kleinen Strecke, eine östliche.

Der Lauf der isoclinischen Linien ist nicht minder wie der der isogonischen mit der Zeit veränderlich.

Die isodynamischen Linien sind geschlossene Curven, welche dem magnetischen Aequator aber nicht parallel sind, sondern einigermaassen den früher betrachteten Jahres-Isothermen entsprechen. Nach den von Gauss berechneten Werthen der totalen Intensität der erdmagnetischen Kraft und den hieraus construirten isodynamischen Linien finden sich auf der nördlichen Halbkugel zwei Orte (in der Nähe der Kältepole), wo die Intensität des Erdmagnetismus ein Maximum ist. Der eine liegt in Nordamerika, westlich von der Hudsonsbay, der andere in Sibirien.

Es ist bereits erwähnt worden, dass die Veränderungen der frei beweglichen Magnetnadel mit der Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonne im Zusammenhange stehen. Wahrscheinlich ist, wie Dove bemerkte, jede thermische Veränderung der Erde mit einer entsprechenden magnetischen verbunden. Wenn nun auf der nördlichen Erdhälfte die Ostseite Morgens stärker als die Westseite erwärmt wird, so wird dort die Anziehung geschwächt und daher das Nordende der Magnetnadel sich nach der kälteren Seite wenden. Die Declination wird also Vormittags zunehmen. Da aber der Südseite während des Tages eine höhere Temperatur zukommt als der Nordseite, so muss die Inclination vom Morgen an abnehmen. Die jährlichen Variationen lassen sich in ähnlicher Weise erklären. Bei Nacht, wo die Temperaturveränderungen geringer sind, erscheinen deshalb auch die Variationen der Magnetnadel geringer als am Tage. Ueberhaupt, je schwächer die Temperaturveränderungen, desto unbedeutender die Variationen des Magnetismus.

Nach Beobachtungen von Kreil hängt die magnetische Declination nicht allein vom Sonnen-, sondern auch vom Mondesstande ab. Dieselbe ist grösser, wenn der Mond östlich vom magnetischen Meridian steht, als wenn er sich auf der entgegengesetzten Seite befindet. Danach herrscht auf der dem Erdkörper zugekehrten Mondeshälfte der sog. Nordmagnetismus vor,

so dass der Südpol einer Magnetnadel vom Monde angezogen wird.

Sabine und Secchi äusserten die Ansicht, dass die täglichen Schwankungen sowohl im Sinne der horizontalen und vertikalen magnetischen Richtung, als auch in der Grösse der absoluten magnetischen Kraft von einem directen magnetischen Einflusse der Sonne und ihrer Lage zu dem magnetischen Meridiane des Beobachtungsortes abhängig seien. — Nach Lamont*) hat die tägliche Variation der Declination eine zehnjährige Periode, die nach R. Wolf mit den Sonnenflecken in einer gewissen Beziehung zu stehen scheint, so dass, wenn für die Sonnenflecken ein Maximum oder Minimum eintritt, auch für die Declinationsvariationen ein Maximum oder Minimum statthat. Auch die kleineren Unregelmässigkeiten, welche bei den Sonnenflecken vorkommen, sollen sich bei der magnetischen Variation zeigen. Ueberhaupt aber ist eine Vermehrung der Anzahl der Sonnenflecken mit einer Zunahme der magnetischen Schwankungen verbunden.

Achtes Kapitel.

Von der Elektricität der Atmosphäre.

64. *Verschiedene elektrische Zustände der Atmosphäre.*

Beobachtungen haben gelehrt, dass immer einige freie Elektricität in der Atmosphäre vorhanden ist. Ist die letztere rein und heiter, so stellt sich ihr elektrischer Zustand als der sog. positive heraus, der im Winter stärker als im Sommer hervortritt. Derselbe erreicht nach Schübler, welcher Beobachtungen darüber in den Thälern des südlichen Deutschlands anstellte, täglich zwei Maxima und zwei Minima. Das erste Maximum findet statt nach Sonnenaufgang (im Sommer um 6—7, im Winter um 10—11 Uhr), das erste Minimum einige Stunden vor Sonnenuntergang (im Sommer um 4—6, im Winter um 3 Uhr), das zweite Maximum einige Stunden nach Sonnen-

*) Poggend. Ann. Bd. 84; 85; 86 u. 88.

untergang (beim Fallen des Abendthaues) und das zweite Minimum zur Zeit des Sonnenaufganges. Diese Veränderungen stehen mit der relativen Feuchtigkeit der Atmosphäre in einiger Beziehung, insofern dieselbe eine Art von leitender Gemeinschaft zwischen dem Elektricitätsanzeiger am Beobachtungsorte und den positiv elektrischen Luftschichten herstellt.

Der sogenannte positiv elektrische Zustand nimmt von unten nach oben zu.

Beobachtungen von Dellmann in Kreuznach ergaben ebenfalls, dass die Luft bei heiterer Witterung fast immer positiv elektrisch ist. Bei stiller Luft erschien die Spannung dieser Elektricität weit weniger veränderlich, als bei starker Luftströmung. Am auffallendsten ist das Sinken derselben mit SW., namentlich im Winter, wo sie bei SW. im Durchschnitt nicht viel höher als im Sommer ist. Indessen beobachtete man bei Nebel oft eine starke positive Elektricität, ebenso bei Wolken. Schübler kam während seiner Reise durch die Alpen nicht selten in die Wolkenregion, wo er die Elektricität gewöhnlich positiv fand, negativ hingegen, wenn die Wolken zugleich Regen brachten. Bei wässerigen Niederschlägen tritt sehr häufig die sog. negative Elektricität hervor. Die Abwechselungen von positiver und negativer Elektricität hängen vorzüglich von Abwechselungen in der Stärke und z. Th. der Aggregation der Niederschläge selbst ab. Die einzelnen Regen zeigen sich gewöhnlich desto stärker negativ elektrisch, je stärker sie sind, oder je schneller und je mehr Wasser in derselben Zeit aus den Dunstkörperchen in die tropfbare Form übergeht. Die Regentropfen selbst erscheinen namentlich beim Anfange eines Regens negativ elektrisch. Gewitterregen verrathen bei ihrer Annäherung fast immer negative Elektricität.

Genaueren Untersuchungen zufolge liegt die Ursache des positiv elektrischen Zustandes der atmosphärischen Luft nicht in der Verdampfung des Wassers an der Erdoberfläche. Es lässt sich vielmehr wahrscheinlich machen, dass dieser Zustand der Atmosphäre als solcher eigen ist, während im Gegensatze dazu die Erde selbst in einem gewissen Grade negativ elektrisch ist. Dagegen könnte wohl die Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes zum Hervortreten von negativer Elektricität in der Atmosphäre Veranlassung geben. Wahrscheinlich hat jedoch

die negative Elektricität der Gewitter ihren Grund grösstentheils in einer Reibung der Wassertropfen an der Luft.

65. *Gewitter.*

Die elektrischen Entladungen, welche man als Blitz und Donner kennt, sind Begleiter von Gewittern, die durch eine energische Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes entstehen. Die Bedingungen zu starken wässerigen Niederschlägen sind in der Vermischung derjenigen Winde gegeben, welche die grössten Temperaturdifferenzen zeigen, also beim Vermischen von S. oder SW. mit N.- und NO.-Winden. Der Zug der Gewitterwolken ist in Europa vorherrschend von SW. nach NO. gerichtet. Die meisten Gewitter in unseren Gegenden gehören der Westseite an, indem sie entstehen, wenn der Wind sich schnell von SW. durch W. nach N. dreht. Da der kältere nördliche Wind in diesem Falle unten einfällt und den wärmeren südlichen verdrängt, so steigt das Barometer während eines solchen Gewitters rasch. Die Temperatur ist aber nach demselben merklich geringer als vorher. Ein Gewitter nun, das durch einen langen Raum sich forterstreckt, ist nicht ein und dieselbe Wolke, welche von einem Orte zum anderen fortschreitet, sondern es ist vielmehr der fortschreitende kältere Wind, der, wie Dove sagt, seinen Weg am Himmel durch Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes dunkel abzeichnet. Die Geschwindigkeit des Gewitters ist also die Geschwindigkeit des Windes, welcher bei seinem Fortschreiten neue Niederschläge veranlasst. — Die Gewitter auf der Ostseite, welche im Ganzen seltner als jene sind, entstehen durch eine Drehung des Windes von O. durch SO. nach S., wenn ein oben eintretender Südwind den eben herrschenden nördlichen Strom (resp. NO. oder O.) von oben herab plötzlich verdrängt. Mitunter entstehen jedoch auch auf der Westseite, in Folge des Zurückspringens des Windes bei stürmischem Südwinde, Gewitter, welche, wie die der Ostseite, mit einem Fallen des Barometers und einem Steigen des Thermometers verbunden sind.

Wenn die Drehung des Windes, sei es auf der West- oder auf der Ostseite, stossweise geschieht, so kann durch jeden Stoss ein neues Gewitter bewirkt werden. Es wird aber dann das folgende Gewitter auf der Westseite aus einem mehr nörd-

lichen und auf der Ostseite aus einem mehr südlichen Striche kommen.

Andere Gewitter sind bedingt durch lebhaft aufsteigende warme Luftströme, deren Wasserdampf in den höheren Schichten condensirt wird. Man sieht dergleichen Gewitter an der Südseite mancher Gebirge, welche den heftig wehenden südlichen Wind zum Aufsteigen nöthigen, aber auch hie und da in den Ebenen der gemässigten Zone, wenn im Sommer eine vorherrschende seitliche Luftströmung nicht stattfindet. Hierher gehören auch die Gebirgsgewitter über den Seen in Oberitalien, wo die einschliessenden Gebirgswände ein seitliches Abfliessen der erhitzten, aufsteigenden Luft verhindern. Diese Gewitter, welche gegen Mittag hervortreten und sich nach Mittag entladen, erscheinen bei windstillem Wetter oft mehrere Tage regelmässig nacheinander. Die Gewitter in der Zone der Windstillen sind ebenfalls hierher zu rechnen.

Die Gewitter treten am zahlreichsten und heftigsten in der heissen Zone auf. In höheren Breiten nimmt die Anzahl der eigentlichen Gewitter im Allgemeinen ab, je mehr man sich dem Pol nähert. Von der Westküste Europa's nach Deutschland hin vermindert sich die Anzahl der Winter- und Herbstgewitter, während die der Frühlings- und Sommergewitter wächst. Wie das Uebergewicht der Sommerregen über die Winterregen mit der Entfernung vom atlantischen Ocean zunimmt, so sieht man auch die Zahl der Wintergewitter kleiner, die der Sommergewitter grösser werden. An der Westküste von Norwegen haben jedoch die Wintergewitter, wahrscheinlich wegen der häufigen und heftigen Südwinde, das Uebergewicht. Vorwaltend im Winter, namentlich im December und Januar, zeigen sich die Gewitter auch an der Westküste von Nordamerika (Sitcha).

Der Blitz ist ein grossartiger elektrischer Funkte, der aus der Gewitterwolke auf einem Wege, welcher ihm die beste Leitung darbietet, nach der Erde oder nach einer anderen Wolke hinstrebt. Alle erhabenen Gegenstände sind vorzugsweise dem Blitzstrahl ausgesetzt, namentlich wenn sie gute Leiter der Elektricität sind. Schlecht leitende Körper werden vom Blitzschlage durchbohrt und zertrümmert, häufig auch entzündet, Metalle stark erhitzt und unter Umständen auch geschmolzen und verflüchtigt. Bäume werden gespalten und zersplittert, oder

die Rinde wird abgeschält und weit fortgeschleudert. Wenn aber der Blitz in einen sandigen Boden schlägt, so entstehen die sogenannten Blitzröhren, welche oft aus mehreren Aesten bestehen, und mitunter 10 Meter lang und 5 Centimeter breit sind. Die innere Fläche derselben ist ganz verglast, die äussere dagegen wegen der vielen auf ihr festsitzenden Sandkörper sehr rauh. — Man theilt die Blitze, deren Aussehen verschieden ist, nach Arago in drei Klassen. Die einen sind zickzackförmige, mit scharf begrenzten Rändern, die anderen solche, welche grössere Theile der Wolke oder diese letztere ganz erleuchten, die dritten endlich erscheinen in der Form von Feuerkugeln, die sich langsamer als jene bewegen.

Der den Blitz begleitende oder ihm nachfolgende Schall, der Donner, bietet sich gleichfalls in verschiedenartiger Weise dar. In grösserer Nähe, namentlich wenn der Blitz in einen Gegenstand auf der Erdoberfläche einschlägt, hört man einen kurzen heftigen Knall oder in etwas grösserer Entfernung ein prasselndes Geräusch. Je weiter man aber von dem Orte der elektrischen Entladung entfernt ist, desto mehr treten Blitz und Donner in der Zeit auseinander, und der letztere wird als ein länger oder kürzer anhaltendes Rollen vernommen. Obgleich nun der Donner höchst wahrscheinlich gleichzeitig mit dem Blitze, oder vielmehr in dem Moment entsteht, wo der letztere die Luft durchbricht, so müssen wir denselben in dem eben erwähnten Falle doch merklich später als den Blitz wahrnehmen, da die Geschwindigkeit des Lichtes bekanntlich viel grösser als die des Schalles ist. Das anhaltende Rollen des Donners, welches mitunter stossweisse an Stärke ab- und wieder zunimmt, wird, wie Dove hervorgehoben, meist dann gehört, wenn das Gewitter bereits das Zenith überschritten hat und sich entfernt. Dieses Rollen betrachtete man früher grösstentheils als eine Wirkung des Echo, indem der vom Blitz erregte Schall theils von Gegenständen auf der Erde, theils von Wolken reflectirt werde. Es kann aber der Schall, wenn die elektrische Entladung an verschiedenen Punkten einer längeren Luftstrecke stattfindet, von diesen verschiedenen Punkten aus unser Ohr nicht gleichzeitig erreichen, so dass man statt eines momentanen Knalles ein mehr oder weniger andauerndes Rollen hören muss. Kämtz nimmt noch eine Interferenz der Schallwellen zu Hülfe. Jeder Punkt,

den der Blitz auf seiner Bahn trifft, wird der Mittelpunkt eines Wellensystems. Treffen nun ähnliche Theile zweier Wellen in unserem Ohre zusammen, so wird der Schall verstärkt, im entgegengesetzten Falle aber geschwächt oder momentan aufgehoben, bis das Zusammentreffen ähnlicher Theile verschiedener Wellensysteme eine neue Verstärkung herbeiführt u. s. w.

Die Donnerschläge sind bei einer Entfernung von drei Meilen in der Regel nicht mehr vernehmbar. Das sogenannte Wetterleuchten wird nun in vielen, wenn nicht in den meisten Fällen von Blitzen entfernter Gewitter verursacht, deren Donner man nicht hören kann. Die sogenannten Wetterlichter (St. Elmsfeuer, Helenenlicht, Hermesfeuer etc.) aber, welche man mitunter in der Form mehr oder weniger langer Lichtbüschel an den Spitzen hervorragender Gegenstände (auf der Erdoberfläche) wahrnimmt, sind Folgen einer fast geräuschlosen Ausgleichung des elektrischen Gegensatzes zwischen einer Gewitterwolke und der Erde.

Näheres über die elektrischen Vorgänge in der Atmosphäre findet sich in des Verf. Meteorologie S. 408 ff.

Neuntes Kapitel.

Von den optischen Erscheinungen der Atmosphäre.

66. *Farbe des Himmels.*

Das Sonnenlicht, welches auf die Atmosphäre fällt, gelangt zum Theil an die Erdoberfläche, während ein anderer Theil in der Atmosphäre aufgehalten wird. Dieser letztere Antheil wird nun theilweise absorbirt, theils aber auch, und zwar in grösserer Menge, durch Reflexion nach allen Richtungen zerstreut. Auch die Erde gibt einen Theil des empfangenen Lichtes wieder zurück, und hiervon wird ebenfalls ein gewisser Betrag innerhalb der Atmosphäre zerstreut und dadurch z. Th. der Erdoberfläche wieder zugesendet. Durch diese Lichtzerstreuung, welche theilweise gleichförmig von Statten geht, erscheint uns nun der Himmel sowohl überhaupt als auch an seinen verschiedenen Punkten mit einer bestimmten Helligkeit.

Die blaue Farbe des Himmels, die Morgen- und Abendröthe suchte man früher gewöhnlich aus einer besonderen Eigenschaft der Lufttheilchen herzuleiten, vermöge deren sie die Fähigkeit haben sollten, die blauen Lichtstrahlen vorzugsweise zu reflectiren, die rothen dagegen mehr durchzulassen. Wahrscheinlich sind es aber die Lufttheilchen nicht selbst, sondern fremde der Luft beigemengte, an sich farblose und durchsichtige Theilchen, an welchen die Farben des Himmels bewirkt werden. Nach Forbes ist es der Wasserdampf, welcher in einem gewissen Stadium der Verdichtung die Erscheinungen der Morgen- und Abendröthe bedingt. Nebenbei wurde die Ansicht geäussert, dass diese Erscheinungen von den in der Atmosphäre vorhandenen Dunstbläschen bewirkt werden möchten, eine Ansicht, die in neuerer Zeit namentlich von Clausius ausgebildet worden ist. Jedes Dunstbläschen ist ein kugelförmig gekrümmtes Wasserhäutchen. Ist es im Verhältniss zu seinem Umfang sehr dünn, so wird es auf einen Lichtstrahl, der es durchdringt, zweimal dieselbe Wirkung äussern, wie eine gleich dicke ebene Wasserplatte mit parallelen Grenzflächen. Nun weiss man, dass dünne Plättchen durchsichtiger Substanzen sowohl im reflectirten als auch im durchgelassenen Lichte Farbenerscheinungen zeigen, die zu einander complementär sind. Die gerade hervortretenden Farben sind aber durch die Dicke der Plättchen bedingt. In der Atmosphäre vertreten Dunstbläschen die Stelle solcher Plättchen. Die noch bei klarem Wetter in der Luft schwebenden Dunstbläschen sind gewiss sehr dünn, und es lässt sich dann für eine gewisse Dicke derselben durch Rechnung nachweisen, dass die in ihnen durch Reflexion erzeugte Farbe das Blau des Himmelslichtes sein muss, das um so dunkler erscheinen wird, je klarer die Luft ist oder je feiner die Bläschen sind. Wird aber die Luft feuchter, so nehmen die schon vorhandenen Bläschen nicht allein an Dicke zu, sondern es entstehen auch neue feine Bläschen. Hierdurch geschieht es nun, dass immer neue Farben zu den früheren hinzutreten, ohne dass diese deshalb fortfallen. Daher wird durch die Mischung aller dem ursprünglichen Blau ein mehr oder weniger reines Weiss hinzugefügt, so dass jenes zunächst ein milchiges Ansehen gewinnt und allmählig ganz in Weiss übergehen kann. — Das von einem Dunstbläschen durchgelassene Licht ist dem reflectirten Lichte comple-

mentär, und muss daher, wenn letzteres blau ist, orange sein. Diese Färbung ist aber der Rechnung zufolge nur gering, so dass auch die Sonne, wenn sie hoch am Himmel steht, und ihre Strahlen also die Atmosphäre auf kurzem Wege durchlaufen, weiss erscheint. Ist sie dagegen bis zum Horizont herabgekommen, so haben ihre Strahlen auf dem weiten Wege sehr viele Dunstbläschen zu durchdringen. Die Orangefarbe wird dann vorherrschend, und es erscheint beim Untergange der Sonne nicht nur die letztere, sondern auch ein grosser Theil des Horizonts orangefarbig.

Die blaue Farbe des Himmels wird um so intensiver, je mehr man sich dem Aequator nähert. In der gemässigten Zone erscheint sie zur Zeit des Mittags dunkler als am Morgen und Abend, und in der Höhe wieder dunkler als in der Tiefe.

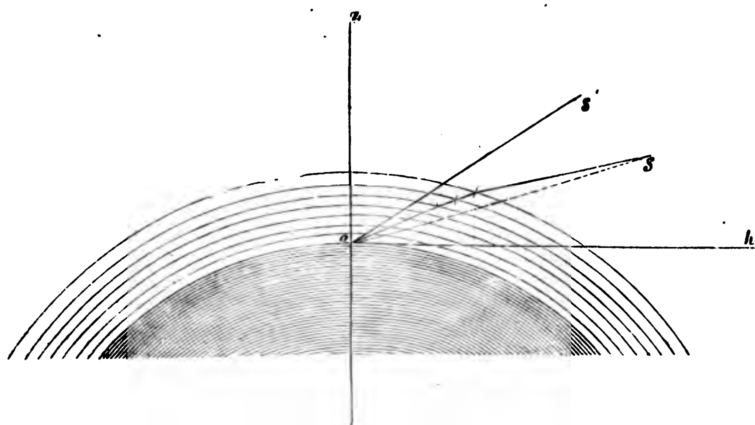
Schon Newton äusserte die Meinung, dass das Blau des Himmels durch Reflexion des Lichtes an sehr kleinen Wassertheilchen entstehe. Fraglich ist noch, ob man es hier mit Dunstbläschen oder vielmehr mit kleinen soliden Wasserpartikeln zu thun hat (s. Nr. 50). Einige Bedenken gegen die Ansicht, nach welcher die Farben des Himmels an die Existenz von Dunstbläschen geknüpft sind, hat Brücke (Sitzungsb. der Akad. in Wien, Bd. IX. S. 530 ff.) erhoben. Derselbe kam durch Untersuchungen über die Farben trüber Medien im auffallenden und durchfallenden Lichte zu dem Resultate, dass man aus den optischen Eigenschaften der Atmosphäre in Hinsicht auf die an sich farblosen, die Atmosphäre trübenden Theilchen, von welchen das Blau des Himmels und die Morgen- und Abendröthe abhängen, vorläufig keinen anderen Schluss ziehen könne, als dass sie sehr klein und im Allgemeinen mit einer gewissen Gleichförmigkeit in der Atmosphäre vertheilt seien, wenn auch die oberen Schichten davon viel weniger als die unteren enthalten möchten. Auch weist Brücke darauf hin, dass die Farbe der Morgen- und Abendröthe nicht das Complement der Himmelsbläue sei, da sie viel mehr Roth als dieses enthält. Uebrigens lässt sich die Morgen- und Abendröthe allenfalls auch aus der Beugung des Lichtes unter Voraussetzung solider Wassertröpfchen ableiten (vglch. E. Lommel, Poggend. Ann. Bd. 135. S. 109). Die rothen und gelben Farbentöne am Horizont unterscheiden sich nicht merklich von jenen, welche der Rauch bei durchgelassenem Lichte darbietet. Trübende Medien, wie Staub, Rauch, Dunstkörperchen lassen, wie man zu sagen pflegt, die rothen und gelben Strahlen durch. Dagegen hat man bezweifelt, dass solche Medien die blauen Strahlen zurückwerfen und darum blau erscheinen. In dickeren Schichten erscheinen sie weiss. Das Hervortreten der blauen Farbe erfordert einen dunklen

Hintergrund, während von den betreffenden fein vertheilten Körperchen weisses Licht ins Auge fällt. Das sog. blaue Himmelslicht stimmt in Betreff seiner Wirkung nicht mit dem blauen Theile des Sonnenspectrums zusammen, sondern verhält sich optisch und chemisch wie weisses Licht. Daher sei das Blau des Himmels nicht als zerstreutes blaues Licht, sondern als weisses von farblosen Theilchen reflectirtes Licht zu betrachten, welches nur durch das Zusammenwirken mit dem nicht ganz verhüllten schwarzen Hintergrunde des Weltraumes die subjective Empfindung von Blau hervorbringe (vglch. Lehrbuch der Klimatologie von Lorenz und Rothe, 1874. S. 15 f.). Fällt die Wirkung des dunklen Hintergrundes mehr und mehr weg, indem sich die Dunstkörperchen zu mehr zusammenhängenden Schleiern ansammeln, so wird die Farbe des Himmelsgewölbes weisslichblau oder ganz weiss, falls noch Sonnenlicht in grösserer Menge durchdringt. Geschieht dies nicht mehr, so werfen die Dunstnebel Schatten gegen die Erde und erscheinen grau. Seitwärts beleuchtete Wolken sind stets weiss; indem aber insgemein einige Theile der Wolke auf die andern mehr oder weniger dichte Schatten werfen, entsteht die bekannte Schattirung der Wolken.

67. *Strahlenbrechung in der Atmosphäre.*

Ein Lichtstrahl, welcher von einem Gestirne *s* (Fig. 15.) kommt und die Atmosphäre durchdringt, beschreibt in dieser

Fig. 15.



eine nach oben convexe Bahn, weil er wegen der nach unten zunehmenden Dichte der Luftschichten eine fortwährende Brechung zum Einfallsloth erfährt. Das Auge *o* sieht darum den

Gegenstand in der Richtung der Tangente dieser krummen Bahn von seinem wahren Orte verrückt; er scheint ihm höher zu liegen und zwar um so mehr, je stärker die Krümmung jener convexen Bahn ist. Man nennt die Strahlenbrechung die **astronomische** oder **irdische**, je nachdem die Lichtstrahlen von Himmelskörpern oder von irdischen Objecten kommen. Die erstere ist im Zenith gleich 0, im Horizont am grössten und beträgt hier 30 Minuten, in einer Höhe von 45° aber kaum noch 1 Minute. Von ihr rührt es her, dass die Sonne scheinbar früher auf- und später untergeht, was eine Verlängerung der Tageszeit zur Folge hat.

68. *Luftspiegelung.*

Durch eine Brechung und Reflexion der Lichtstrahlen, wenn sie aneinandergrenzende Luftschichten von verschiedener Dichtigkeit durchdringen, entstehen auch jene seltsamen Erscheinungen, die unter dem Namen der Luftspiegelungen bekannt sind. Es sind Bilder, die man mitunter über grossen Ebenen, an Gegenküsten und über dem Meere von entfernten Objecten in verkehrter oder aufrechter Gestalt wahrnimmt. Manche dieser Bilder, und zwar häufig die verkehrten, sieht man unterhalb der wirklichen Gegenstände, wie die Spiegelbilder einer Wasserfläche. Auf der See sah man öfter das verkehrte Bild eines Schiffes über dem letzteren, nicht selten aber auch, wenn ein Schiff noch nicht ganz im Horizonte des Beobachters war, zwei Bilder: ein aufrechtes und verkehrtes Luftbild über dem Schiffe. — Erscheinungen, die man an der Meerenge von Messina beobachtet und Fata morgana (Schlösser der Fee Morgana) genannt hat, gehören ebenfalls hierher.

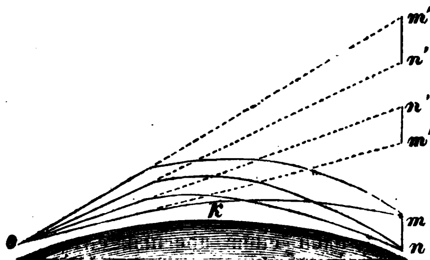
Denkt man sich Luftschichten von ungleicher Dichte und zwar in der Art, dass die letztere vom Boden aus allmählig zunimmt, ein Fall, der bei intensiver Sonnenwärme und ruhiger Luft auf grossen Ebenen eintreten kann, so wird das Auge des Beobachters in *o* von

Fig. 16.

einem erhabenen Gegenstande *mn* ein directes Bild erblicken, das von Lichtstrahlen entsteht, welche grossentheils in geraden Richtungen zum Auge gekommen sind. Nun senden aber alle Punkte des Gegenstandes auch solche Strahlen aus, welche in die erwähnten Luftschichten eindringen und in diesen, weil sie beständig vom Einfallsroth hinweggebrochen werden, eine nach unten convexe Bahn beschreiben. Bald kommt jedoch ein Punkt, wo die Strahlen nach einem bekannten optischen Gesetze reflectirt werden, und von hier an beschreiben sie auf der anderen Seite eine der vorigen ähnliche Bahn. Denkt man sich nun nach den Richtungen, in welchen die Strahlen zuletzt in das Auge dringen, Tangenten an die von den Strahlen beschriebenen Bahnen gelegt, so erhält man die Richtungen, nach denen hin das Auge die Bilder der verschiedenen Punkte des Gegenstandes wahrnimmt. In unserem Falle wird sich unterhalb des Gegenstandes ein verkehrtes Bild desselben zeigen müssen.

Wenn dagegen die Dichte der Luft von der Erdoberfläche an bis zu einer gewissen Höhe merklich abnimmt, so werden Lichtstrahlen, welche von einem in oder noch unter dem Horizont des Auges befindlichen Gegenstande ausgehen, bei ihrem Uebergange aus den dichteren in die dünneren Luftschichten beständig vom Einfallslothe hinweggebrochen, so dass sie jetzt eine nach oben convexe Bahn beschreiben müssen. Bei einer gewissen Grösse des Einfallswinkels können sie aber nicht weiter in noch dünnere Luftschichten eindringen, sondern es erfolgt eine Reflexion und hiernach durch neue Brechung nach dem Einfallslothe zu eine der vorigen ähnliche nach unten gerichtete Bahn. Hierbei können nun die Strahlen, welche von den oberen und unteren Punkten eines Gegenstandes, z. B. eines Schiffes ausgeben (das dem Auge bei *o* (Fig. 17.) durch die Krümmung der Erdoberfläche verdeckt ist), sich vor dem Auge bei *k* durchkreuzen. Das Auge wird dann ein verkehrtes Bild *n'm'* wahrnehmen. Wäre aber das Auge dem Schiffe

Fig. 17.



näher als der Durchkreuzungspunkt der Strahlen, so würde dasselbe ein aufrechtes Bild des Schiffes über dem wirklichen Schiffe sehen. Da nun jeder Punkt des Gegenstandes Lichtstrahlen nach allen Richtungen aussendet, so kann es hier auch solche Strahlensysteme geben, welche höhere Punkte der Atmosphäre treffend auf die angegebene Weise in das Auge bei *o* gelangen, ohne dass sie sich vor dem letzteren kreuzen. Es entsteht dann ein höherliegendes aufrechtes Bild $m'n'$ des Schiffes. Bei der vorausgesetzten Beschaffenheit der Luft können also auch, falls das Auge in der gehörigen Entfernung ist, zwei Bilder zugleich, ein verkehrtes und ein aufrechtes, gesehen werden.

Soret und Jurine sahen auf dem Genfersee (des Morgens) ein Luftbild, das seitwärts vom Gegenstande lag, was sich aus dem Umstande erklärt, dass die Luft über dem See zum Theil noch im Schatten lag, während sie in den angrenzenden Schichten schon erwärmt war. Auf diese Weise erhielt die Trennungsfläche der warmen und kalten Luft bis zu einer gewissen Höhe über dem Wasser eine vertikale Lage. Daher die seitliche Lage des Bildes.

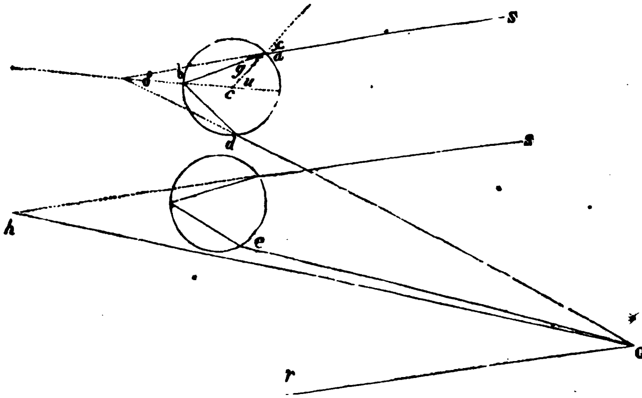
Das sogenannte Brockengespenst und andere diesem ähnliche Erscheinungen sind nichts anderes als Schattenbilder der Beobachter und anderer Gegenstände auf Wasserdünsten.

69. *Regenbogen.*

Die bekannte Erscheinung des Regenbogens, eine Folge der Brechung und inneren Reflexion des Lichtes in Wassertropfen, zeigt die prismatischen Farben in der Weise, dass die violetten Strahlen nach Innen, die rothen nach Aussen hin liegen. Ein zweiter Regenbogen, welcher häufig mit dem ersten erscheint, zeigt dieselben Farben, nur in umgekehrter Ordnung und schwächer.

Wenn der Sonnenstrahl *sa* einen Regentropfen trifft, so wird er in diesem eine Brechung erleiden. Ist x der Einfalls-, g der Brechungswinkel, *ac* das Einfallsloth, so hat man bekanntlich $\sin x = n \sin g$, wenn n das Brechungsverhältniss für den Uebergang des Lichtes aus Luft in Wasser ist. Bei *b* wird der gebrochene Strahl *ab* zum Theil nach *d* reflectirt, um hier den Tropfen nach einer abermaligen Brechung in der Richtung *do* zu verlassen. Werden die Linien *sa* und *do* bis zu ihrem

Fig. 18.



Durchschnittspunkt verlängert, so entsteht der Winkel δ, welchen der eintretende mit dem austretenden Strahl macht. Nun ist $u = g + g$ und auch $u = \frac{1}{2}\delta + x$, folglich $2g = \frac{1}{2}\delta + x$ und $\delta = 4g - 2x$.

Die Grösse des Ablenkungswinkels δ (für einen bestimmten Farbestrahl) ändert sich mit dem Werthe des Einfallswinkels x. Lässt man nun den letzteren allmählig alle Werthe von $0^0 - 90^0$ durchlaufen und bestimmt die zugehörigen Werthe von g und δ, so ergibt sich für die rothen Strahlen, dass δ für eine kleine Aenderung von x sich am wenigsten ändert, wenn dieses ungefähr $= 59^0\,23'$ ist. Der Brechungswinkel g ist dann etwa $40^0\,12'$ und der Ablenkungswinkel $\delta = 42^0\,2'$. Für jeden anderen, beträchtlich grösseren oder kleineren, Einfallswinkel würde mit einer kleinen Veränderung desselben eine grössere Zu- oder Abnahme von δ verbunden sein als für den eben angeführten. Damit würde aber auch die Divergenz der aus dem Tropfen tretenden Strahlen wachsen. Man sieht nämlich ohne Weiteres ein, dass die parallel auf den Tropfen fallenden Strahlen einer bestimmten Farbeart nach ihrem Austritt divergiren müssen. Je grösser nun die Divergenz der Strahlen, desto geringer der Eindruck, welchen sie auf das Auge machen. Nur diejenigen Strahlen, welche in nahe parallelen Richtungen aus dem Tropfen hervortreten, können einen merklichen Eindruck im Auge hervorbringen. Dies findet für die rothen Strahlen unter der Bedingung

statt, dass sie den Tropfen unter einem Winkel treffen, der von $59^0 23'$ nicht sehr beträchtlich abweicht.

Für die stärker brechbaren violetten Strahlen ist δ etwa $40^0\ 16'$.

Denkt man sich nun unter *sa* ein Bündel paralleler Sonnenstrahlen, so wird dasselbe durch seine Brechung im Regentropfen eine Farbenzerstreuung erleiden und das austretende Bündel unten roth und oben violet gefärbt sein. Das Auge in *o* erhält den Eindruck der rothen Strahlen, während die stärker brechbaren Farbestrahlen darüber hinweggehen. Dagegen wird von einem tiefer gelegenen Regentropfen aus das Violet ins Auge gelangen, so dass die zwischenliegenden Tropfen die übrigen Farbestrahlen liefern.

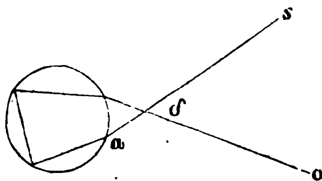
Zieht man parallel mit *sa* die Linie *or* und denkt man sich um diese die ganze Figur gedreht, so entsteht eine Kegelfläche. Dieselbe enthält alle Regentropfen, welche wirksame Farbestrahlen ins Auge senden können. Das Auge, welches sich in der Spitze dieses Kegels befindet, sieht einen lichten Kreis, der durch den Horizont *oh* unterbrochen ist und dessen Mittelpunkt auf der Geraden liegt, die man sich von der Sonne nach dem Auge des Beobachters gezogen denken kann. Der Regenbogen erscheint als Halbkreis, wenn der Strahl *sa*, also auch *or* parallel mit dem Horizont ist; er ist um so niedriger, je höher die Sonne steht oder je grösser der Winkel *sho* = *roh* ist. Wenn endlich die Sonne um 42^0 über dem Horizont steht, so sieht man in der Ebene gar keinen Regenbogen mehr, weil dessen Spitze gerade in den Horizont, er selbst aber unter denselben fällt.

Die scheinbare Breite des Regenbogens ergibt sich aus dem Winkel *doe*, der zufolge des Obigen $= 42^0 2' - 40^0 16' = 1^0 46'$ ist, wenn man die Sonne nur als einen leuchtenden Punkt betrachtet. Da aber die Sonne unter einem Durchmesser von $30'$ erscheint, so beträgt die scheinbare Breite des Regenbogens $1^0 46' + 30' = 2^0 16'$.

Der äussere grössere Regenbogen, welchen man häufig noch, concentrisch mit dem ersten, wahrnimmt, entsteht durch eine zweimalige Brechung und eine zweimalige innere Reflexion der Sonnenstrahlen in Regentropfen, wie Fig. 19. zeigt. Der Winkel δ, welchen der austretende Strahl mit dem einfallenden

macht, ist wieder abhängig vom Einfallswinkel. Für die rothen Strahlen beträgt δ etwa 50° 59′, für die violetten 54° 9′, wenn sie einen merklichen Eindruck auf das Auge des Beobachters hervorbringen. Die Farben des äusseren Regenbogens sind blässer als die des Hauptregenbogens, weil die wiederholte innere Reflexion des Sonnenlichtes eine Schwächung desselben zur Folge hat.

Fig. 19.



Unter analogen Bedingungen können auch die Strahlen des Mondes einen Regenbogen bewirken.

Näheres über die optischen Erscheinungen der Atmosphäre findet man in des Verf. Meteorologie S. 477 ff.

70. *Höfe und Nebensonnen.*

Die Höfe erscheinen als lichte Ringe, welche mitunter die Sonne, den Mond und zuweilen auch die grösseren Planeten und Fixsterne dem Anscheine nach umgeben. Die kleinen Höfe (Kränze), welche mit dem Körper, den sie umgeben, meist zusammenhängen, sind mitunter nach aussen hin roth gefärbt und haben bald einen grösseren, bald einen kleineren Durchmesser. Sie werden wahrgenommen, wenn dünne Wolkenschleier (fedrige Schicht- und Haufenwolken) an dem Monde vorbeiziehen. Nach Fraunhofer lassen sich dieselben aus einer Beugung der Lichtstrahlen erklären, indem diese an den Rändern der in der Atmosphäre schwebenden Dunstkügelchen vorübergehen. Die Beugung geschieht hier ebenso, als wenn das Licht durch eine Oeffnung geht, welche mit den Kügelchen gleichen Durchmesser hat. Bringt man vor das Objectiv eines Fernrohres sehr viele, gleich grosse Glaskügelchen und lässt man auf diese durch eine runde Oeffnung Lichtstrahlen fallen, so sieht man im Gesichtsfelde des Fernrohres Farbenringe, welche mit jenen Höfen vollständige Aehnlichkeit haben. Je kleiner die Glaskügelchen sind, desto grösser erscheinen die Ringe und daher muss auch der Durchmesser der Höfe um so grösser sein, je kleiner die Dunstkügelchen sind. Auch haben diese Höfe eine auffallende Aehnlichkeit mit der Erscheinung, welche man an einer Kerzenflamme wahrnimmt, wenn man dieselbe durch eine leicht angehauchte

oder mit *semen lycopodii* bestreute Glasscheibe ansieht. Die Dunstkügelchen spielen bei der Erzeugung der Höfe die Rolle der feinen Staubtheilchen. Die kleineren Höfe wird man daher als eine Interferenzerscheinung des Lichtes betrachten müssen.

Die grösseren Höfe bestehen aus einer mehr oder weniger grossen Anzahl von lichten Kreisen, deren Durchmesser von verschiedener Grösse (bis 45°, sogar 90°) ist. Man kann nach Brandes drei verschiedene Arten von Kreisen unterscheiden. Die einen gehen durch die Sonne, die andern haben dieselbe zum Centrum und sind mitunter auf ihrer inneren Seite roth gefärbt, die dritten endlich sind unvollkommene Kreise, welche die zweiten von Aussen berühren. Man sieht dieses Phänomen am häufigsten in nördlichen Gegenden und während der kälteren Jahreszeit. Doch hat man dasselbe auch zwischen den Wendekreisen wahrgenommen. Dasselbe hat seinen Ursprung in kleinen in der Atmosphäre schwebenden Eisnadeln. Wenn prismatische Eisnadeln bei vertikaler Stellung ihrer Axen in der Luft herabsinken, so entstehen durch Reflexion der Sonnenstrahlen an den Seitenflächen dieser Prismen Sonnenbilder, die zusammen einen weissen Kreis bilden, dessen Breite dem scheinbaren Durchmesser der Sonne gleich kommt, und der oft mit dem Horizont parallel um den ganzen Himmel gehen kann. Auf diese Weise entsteht der öfter gesehene, durch die Sonne gehende weisse Horizontalkreis. Ein ähnlicher vertikaler Kreis kann durch gleichzeitig vorhandene kürzere Eisprismen, deren Grundflächen während des Herabfallens vertikal stehen, gebildet werden. Ein Stück dieses vertikalen Kreises erscheint bei niedrigem Stande der Sonne oft über derselben in der Gestalt einer Säule. Bei der Gegenwart beider Kreise, sowohl des vertikalen als auch des horizontalen, bemerkt man ein Kreuz. Nach Bravais entstehen die vertikalen Säulen über der Sonne (bei ihrem Aufgange) durch äussere Reflexion der Lichtstrahlen an der unteren Grundfläche, oder durch eine innere an der oberen Grundfläche von Eisprismen mit senkrechter Axe. — Die farbigen Kreise oder Ringe, welche die Sonne oder den Mond zu ihrem Centrum haben, erklärte Fraunhofer durch eine Brechung der Lichtstrahlen in drei- oder sechsseitigen Eisprismen.

Die Nebensonnen und Nebenmonde erscheinen gewöhnlich in dem Durchschnitte des vorher erwähnten weissen

Horizontalkreises (Nebensonnenkreis) mit einem inneren farbigen Ringe, dessen Farben sie zeigen. Dieselben sind auch häufig noch durch einen langen, glänzenden Schweif charakterisirt, der sich auf dem Horizontalkreise forterstreckt. Diese Erscheinungen, von denen man mitunter eine grössere Anzahl (5—7) zugleich gesehen hat, lassen sich nicht ohne Weiteres als die Wirkung einer Vereinigung zweier oder mehrerer Lichtkreise betrachten, sondern müssen aus der Brechung und theilweise aus der inneren Reflexion der Lichtstrahlen in Eisprismen erklärt werden. Nach Bravais sind die auf dem Nebensonnenkreise in verschiedenem Abstande von der Sonne liegenden Nebensonnen aus sternförmigen Sechs- oder Zwölfecken abzuleiten. Oefter erscheinen die Nebensonnen auch ohne die Ringe oder umgekehrt diese ohne jene.

Zuweilen hat man derartige Erscheinungen auch im Sommer beobachtet, was man begreiflich finden wird, wenn man sich erinnert, dass selbst um diese Zeit in den oberen Regionen der Atmosphäre mitunter Eiskrystalle in grösserer Anzahl entstehen, die natürlich beim Herabfallen in den unteren wärmeren Luftschichten schmelzen oder verdunsten müssen.

71. *Zodiacallicht.*

Das Zodiacallicht erscheint als ein blasser weisslicher Lichtstreifen in der Form einer schiefliegenden Pyramide, deren Basis auf dem Horizont steht, während die Spitze nach dem culminirenden Punkte des Aequators gerichtet ist. Der ganze Streifen fällt am Himmel in den Thierkreis und die Axe desselben beinahe ganz mit der Ebene des Sonnenäquators zusammen. Die Neigung der Axe gegen den Horizont ist für verschiedene Orte ungleich, am geringsten unter dem Aequator, wo die Lichtpyramide beinahe senkrecht auf dem Horizont steht. Auch erscheint sie innerhalb der Tropfen häufiger und leuchtender als in höheren Breiten. In unseren Gegenden sieht man das Zodiacallicht vornehmlich zur Zeit der Nachtgleichen, im Frühling nach der Abenddämmerung über dem westlichen, im Herbste vor der Morgendämmerung über dem östlichen Horizonte. Man hat dasselbe nicht selten auch zur Zeit unseres Winters als ein schwaches, diffuses Licht wahrgenommen. Auf der nördlichen Halbkugel ist die Spitze nach Süden gerichtet und

zwar nach der linken Seite des Beobachters hin geneigt. Auf der südlichen verhält es sich umgekehrt.

Nach Cassini und Mairan sollte das Zodiacallicht die entweder selbst leuchtende oder erleuchtete Atmosphäre der Sonne sein, welche wegen des schnellen Umschwungs der letzteren die Gestalt eines in der Richtung des Sonnenäquators liegenden Streifens erhalte. Andere sind der Meinung, dass es von einem abgeplatteten, in dem Raume zwischen Venus- und Marsbahn kreisenden Dunstringe ausstrahle. Neuerdings hat endlich G. Jones die Ansicht hervorgehoben, dass das Zodiacallicht von einem nebelartigen Ringe herrühre, der innerhalb der Mondbahn sich um die Erde bewege. Ein ähnlicher Gedanke wurde bereits früher von Heis ausgesprochen (s. Wochenschrift für Astronomie etc. 1863. Nr. 14).

Wright*) gelangte auf Grund von spectroskopischen Beobachtungen in Betreff des Zodiacallichtes zu nachstehenden Ergebnissen. Das Zodiacallicht ist in einer durch die Sonne gehenden Ebene polarisirt und sein Spectrum, abgesehen von Intensität, nicht wahrnehmbar verschieden von dem des Sonnenlichtes. Das Licht stammt aus der Sonne und ist von starrer Substanz reflectirt. Letztere besteht aus kleinen Körpern (Meteoriten), die die Sonne in Bahnen umkreisen, welche gegen die Ekliptik zusammengedrängt sind.

72. *Polarlicht.*

Das Nordlicht zeigt sich am nördlichen Himmel als eine dunkle Wolke in der Gestalt eines kreisförmigen, vom Horizont begrenzten Abschnittes, welcher von einem hellen Ringe umgeben ist, aus dem in unbestimmten Zwischenzeiten Lichtstreifen von verschiedenen Farben hervorschiessen. Diese Streifen oder Strahlen convergiren nach einem Punkte des Himmels, nach welchem das Südende der Inclinationsnadel hinweist. Mitunter erreichen sie selbst das Zenith und gewähren hier den Anblick einer Strahlenkrone. Das Phänomen wird stets in der Richtung des magnetischen Meridians beobachtet und ist gewöhnlich von bedeutenden Schwankungen der Magnetnadel begleitet. Dasselbe hat, übereinstimmenden Beobachtungen zufolge, eine grosse Aehnlichkeit mit den Lichterscheinungen, welche elektrische Entladungen im luftverdünnten Raume gewähren.

---

*) Journal of Science Vol. XVII; Poggend. Ann. der Physik und Chemie 1874. Nr. 6. S. 353; Wochenschrift für Astronomie etc. 1874. Nr. 44. S. 351.

Das Nordlicht steht jedenfalls mit der Elektricität und dem Magnetismus in einer gewissen Beziehung, deren Beschaffenheit jedoch noch nicht genügend aufgehellt ist. Bemerkenswerth ist, dass das Nordlicht in Uebereinstimmung mit den Sonnenflecken und mit den Störungen der Magnetnadel eine eilfjährige Periode bekundet.

In Rücksicht des Südpols nennt man die Erscheinung das Südlicht.

73. *Irrlichter.*

Hierunter versteht man eine eigenthümliche Lichterscheinung, welche zur Nachtzeit in sumpfigen Gegenden, Mooren, überhaupt an feuchten Orten, wo vegetabilische und animalische Stoffe der Verwesung und Fäulniss unterliegen, hervortreten soll. Eine grössere Lichterscheinung dieser Art nennt man wohl auch Irrwisch. Zu den ersten zuverlässigen Beobachtungen über diesen Gegenstand gehören die Wahrnehmungen, welche Bessel auf einem Moore des Herzogthums Bremen machte. Derselbe sah daselbst Flämmchen von etwas bläulicher Farbe, die nach einiger Zeit wieder verschwanden. Die Lichtstärke derselben war sehr gering. Oft nahmen zahlreiche Gruppen von ihnen eine Bewegung in horizontaler Richtung an, während andere in unveränderter Stellung blieben. — Knorr beobachtete ein Irrlicht von cylindrischer Form und mattem Glanze in einem Sumpfe. Dasselbe, etwa 5″ lang und $1\frac{1}{2}''$ breit, erschien unbeweglich. Knorr hielt die Spitze seines mit einer dünnen Hülse von Messingblech beschlagenen Stockes längere Zeit in die Flamme, ohne dass er jedoch die geringste Spur einer Erwärmung bemerken konnte. — Dagegen sah man, nach de la Selve, eines Abends zu Fontainebleau in mehreren Strassen phosphorische Flammen aus schlammigen Pfützen aufsteigen, während man gleichzeitig einen starken Phosphorgeruch spürte. Von anderer Art waren wieder einige Erscheinungen, die Filopanti zu Bologna beobachtete. Das erste Mal sah er eine Flamme aus der Erde bis zu einer gewissen Höhe aufsteigen und mit einem Knall verschwinden. Eine andere Flamme wurde in horizontaler Richtung vom Winde über einen Fluss getragen. Zum dritten Male war es eine Flamme, oben mit einem Rauche, welche langsam fortschritt und die Richtung änderte, wenn man

sich ihr näherte. Werg, welches um einen Stock gewickelt hingehalten wurde, entzündete sich mit Leichtigkeit. Diese Flamme zeigte sich in der Nähe einer Hanfröste.*)

74. *Sternschnuppen.*

Die Sternschnuppen erscheinen bekanntermaassen als sternähnliche, leuchtende Punkte von verschiedener Grösse und Lichtstärke, bald wie Sterne der dritten bis sechsten Grösse, bald mit einem Glanze, der dem des Jupiter und der Venus gleichkommt oder gar denselben übertrifft. Ihre Bewegung ist in der Regel sehr schnell. Durch correspondirende Beobachtungen hat sich ergeben, dass sie sich mit einer Geschwindigkeit von 3—8 Meilen in der Secunde fortbewegen und dass ihre Höhe im Mittel 10—15, aber auch 30—35 Meilen beträgt. Man kann hieraus schliessen, dass die Sternschnuppen unserer Atmosphäre nicht eigenthümlich angehören, sondern dass sie kosmische Massen sind, wofür auch der Umstand spricht, dass ihre scheinbaren Bahnen vorherrschend von Ost nach West gerichtet sind.

Die Sternschnuppen zeigen sich in allen Gegenden; ihre Anzahl ist aber in verschiedenen Nächten und Jahreszeiten sehr ungleich. Seit einer Reihe von Jahren hat sich die interessante Thatsache herausgestellt, dass sie an gewissen Jahrestagen besonders häufig und zwar periodisch auftreten. So zeigten sich öfter in der Zeit vom 11.—14. November wahre Sternschnuppenschwärme, im Jahre 1832 z. B. in ganz Europa, 1833 um dieselbe Zeit in ganz Nordamerika. In neuerer Zeit bot dieses November-Phänomen eine gewisse Unregelmässigkeit dar. Doch wird die am 14. November 1867 auf dem Observatorium zu Washington beobachtete Sternschnuppen-Erscheinung als eine der brillantesten seit Anfang dieses Jahrhunderts bezeichnet.

Eine zweite Epoche häufiger Sterschnuppenfälle sind die Nächte vom 10.—15. August. Quetelet hat in unserem Jahrhundert 50 Jahre aufgezählt, welche zu der eben angegebenen Zeit durch eine sehr grosse Anzahl von Sternschnuppen charakterisirt waren.

Bei dem grossen Sternschnuppenphänomen, welches man im November 1833 in Amerika beobachtete, gingen die Meteore

*) Weiteres über diese Erscheinungen s. in d. Verf. Meteorologie S. 529 ff.

scheinbar von einem Punkte aus, welcher eine feste Lage gegen die Sonne hatte und daher nicht an der Drehung der Erde theilnahm, woraus sich schliessen lässt, dass die Meteore ursprünglich unter sich parallel waren, und ihre Divergenz nur auf optischer Täuschung beruhte. Jener Punkt der scheinbaren Radiation oder Ausstrahlung der Meteore lag im Halse des Sternbildes des Löwen und fiel nahe mit dem Punkte zusammen, auf welchen nach Enke's Berechnung die Erde zur Zeit der Sichtbarkeit des Phänomens zueilte.

Die Sternschnuppen der November-Periode bieten nach Heis das Eigenthümliche, dass ihre Bahnen mehr zerstreut sind, als die Bahnen derjenigen, welche der August-Periode zugehören. In keiner der beiden Perioden gehen übrigens die Meteore immer von demselben Sternbilde aus; vielmehr gibt es in beiden mehrere Ausgangspunkte.

Von den periodischen Sternschnuppen unterscheidet man die sporadischen, welche das ganze Jahr hindurch zu Tage treten, und nach der Angabe einiger Beobachter sich in allen möglichen Richtungen bewegen sollen. Dagegen haben die Beobachtungen von Schmidt und Heis zu dem Resultate geführt, dass auch während des ganzen Jahres die Sternschnuppen eine gewisse Richtung verfolgen, indem bei weitem die meisten aus der Gegend des Perseus herkommen.

Wahrscheinlich sind nun die Sternschnuppen, wie wir schon erwähnt haben, kleine kosmische Massen, welche sich mit planetarischer Geschwindigkeit, nach den Gesetzen der allgemeinen Schwere, um die Sonne bewegen und dabei zu gewissen Zeiten die Erdbahn durchschneiden. Die Thatsache, dass im August und November eine grössere Anzahl sichtbar ist, erklärt sich dann aus dem Umstande, dass die Bahnen vieler solcher Körper gerade da einander am nächsten liegen, wo die Erde sich zur Zeit der angeführten Epochen befindet. Eine zahllose Menge dieser Körper kann gewissermaassen einen geschlossenen Ring bilden, so dass sie in demselben einerlei Bahn beschreiben. Dagegen mögen sie in einem solchen Ringe ungleich vertheilt sein und nur hie und da in dichten Gruppen beisammen stehen, womit es denn zusammenhängen wird, dass das Phänomen nicht in allen Jahren in gleicher Fülle auftritt. Auch kann auf verschiedene Weise, namentlich durch die Ein-

wirkung anderer Weltkörper, eine Veränderung in der Bahn solcher Ringe, ein z. Th. regelmässiges Fortrücken oder ein in Folge von Perturbationen herbeigeführtes Schwanken der Knoten, d. h. der Durchschnittspunkte der Erdbahn und der Ringe, stattfinden.

75. *Feuerkugeln. Meteorsteine.*

Die Feuerkugeln erscheinen häufig gleichzeitig mit den Sternschnuppen in der Gestalt leuchtender Massen, welche sich in einer mehr oder weniger gegen den Horizont geneigten Bahn, bisweilen in Bogensprüngen, mit grosser Geschwindigkeit bewegen. Das Licht dieser Körper ist von verschiedener Helligkeit. Auch hat man bemerkt, dass ihre Gestalt während des Laufes veränderlich ist. Während nun von diesen Feuerkugeln, die meist einen Schweif nach sich ziehen, manche dem Anscheine nach verschwinden, und gar keine Spur oder nur kurze Zeit hindurch einen Lichtstreif hinterlassen, zerplatzen wieder andere unter einem betäubenden Knalle und Getöse. Die Bruchstücke, welche zur Erde gelangen, nennt man Meteorsteine. Dieselben erscheinen rücksichtlich ihrer Gestalt meist unvollkommen polyedrisch, mit stark abgerundeten Kanten, convexen oder concaven Flächen. Sie haben eine dunkelbraune bis schwarze, pechartig oder schwach metallisch glänzende Rinde. Die innere Grundmasse der Meteorsteine hat eine hell- bis dunkelgraue Farbe und besteht hauptsächlich aus Talkerde, welche Nester von gediegenem Eisen mit Nickel, Magneteisen, Schwefeleisen und verschiedenen Silicaten enthält. Manche Meteormassen bestanden ganz aus gediegenem Eisen, während wieder andere ganz frei davon waren. Das Meteoreisen zeigt fast immer eine grosse Menge innerer Höhlungen, welche mit Körnern und Krystallen von Olivin angefüllt sind. Rammelsberg fand einen im Kreise Nordhausen gefallenen Stein gemengt aus Nickeleisen, Chromeisen, Magnetkies, Olivin, Labrador und Augit. Die Mehrzahl der bisher untersuchten Meteorsteinmassen fand man zusammengesetzt aus Nickeleisen und einem olivinhaltigen augitartigen Gestein.

Das Gewicht der gefallenen Massen ist sehr verschieden. Im Jahre 1751 fiel zu Agram eine 71 Pfund schwere Eisenmasse nieder. In Mexico hat man aber auch Meteormassen gefunden, deren Gewicht zu 300 Centner bestimmt wurde.

Alle Meteorsteinmassen, die man fallen sah und unverzüglich aufhob, haben, nach v. Reichenbach, ein zartes schwaches Häutchen von Eisenoxydul, das kaum Papierdicke besitzt; alle unvordenklich alten Massen aber, die man in der Erde gefunden hat, besitzen eine grobe, dunkelbraune, dicke, gewöhnlich blätterig sich abschuppende Kruste, welche, zumeist aus Eisenoxydhydrat bestehend, nicht wie jenes Häutchen uranfänglich — beim Eindringen jener Massen in die Erdatmosphäre — entstanden, sondern erst nach dem Sturze allmählig rostartig angewachsen ist. Nach einigen Naturforschern sollten die Meteoriten in den oberen Regionen der Atmosphäre durch Verdichtung mineralischer, der Erde entstammender Dämpfe entstehen, nach anderen aber von den Vulkanen des Mondes ausgeworfen werden. In neuerer Zeit hat sich jedoch die Ansicht geltend gemacht, dass sie gleich den Sternschnuppen kosmische Massen sind, welche je nach ihrer Bahn einen grösseren oder kleineren Theil der Erdatmosphäre durcheilen, wo sie denn, indem ihre Bewegung gehemmt wird, in Berührung mit der zusammengedrückten Luft erglühen. Erfährt die Bewegung eines Meteoriten von Seiten der Luft eine hinreichend starke Hemmung, so muss derselbe vermöge der Schwere auf die Erde herabfallen.

Nach Schiaparelli*) sind die Sternschnuppen Producte der Auflösung von Kometen, und bestehen aus an sich dunklen, festen Körperchen, welche uns erst im Bereiche unserer Atmosphäre, und zwar in den höheren Schichten derselben sichtbar werden. Demgemäss können auch nur die innerhalb unserer Atmosphäre befindlichen Bahnen der Sternschnuppen Gegenstand der Beobachtung sein. Aus der Beschaffenheit dieser Bahnen lassen sich die nicht sichtbaren kosmischen Bahnen ableiten. Die letzteren sind parabolisch, d. h. kometarischer Natur. Aus der parabolischen Bewegung der Meteore ergeben sich in Verbindung mit der Bewegung der Erde die Gesetze der täglichen, jährlichen und azimutalen Variation der Häufigkeit der Sternschnuppen. Verschiedene Störungen in der Häufigkeit und Bewegungsrichtung dieser Meteore werden durch die Anziehung der Erde und der anderen Planeten bewirkt. — Die Meteorsteine und Eisenmassen (Meteoriten) kommen in hyperbolischen Bahnen aus allen Gegenden des Weltraumes zu unserer Erde.

*) Entwurf einer astronomischen Theorie der Sternschnuppen, deutsch von G. v. Boguslawski. Stettin 1871.

Zehntes Kapitel.

Veränderungen der Erde.

Die hauptsächlichsten Ursachen der Veränderungen, welche die Erde noch täglich, zum Theil unter unseren Augen, erleidet, sind Luft, Wasser, Wärme, die Pflanzen- und mikroskopische Thierwelt. Die genannten Agentien wirken theils zusammen, theils vereinzelt, bald mit, bald wider einander, sowohl chemisch als auch mechanisch.

76. *Veränderungen durch den chemischen Process. (Verwitterung.)*

Es ist Thatsache, dass auch die härtesten Gesteine, wenn sie dem Einflusse der atmosphärischen Luft und des Wassers ausgesetzt sind, zerfallen, ein Process, der nach der Beschaffenheit der Gesteine und sonstigen Umständen schneller oder langsamer, aber unausgesetzt von Statten geht. Er ist bekannt unter dem Namen der Verwitterung. Ihren Einfluss gewahrt man nicht selten an dem zerrissenen Aussehen vieler Bergspitzen, wie denn auch viele isolirt daliegende Felsblöcke wahrscheinlich Ueberreste verwitterter Gebirge sind. Auch die Ackererde verdankt ihr Dasein, hinsichtlich der mineralischen Bestandtheile, dem Processe der Verwitterung. Die meisten Gebirgsarten, wie der Feldspath, Basalt, Thonschiefer, Porphyr, viele Glieder der Kalkformation, sind Gemenge von Silicaten, d. h. sie bestehen aus mannigfachen Verbindungen von Kieselerde mit Thonerde, Kalk, Kali, Natron, Eisen- und Manganoxydul. In allen diesen Verbindungen spielt die Kieselerde die Rolle einer schwachen Säure, die durch andere Säuren, und zwar hier namentlich durch die Kohlensäure der Atmosphäre, ausgeschieden werden kann. Indem dies geschieht, werden die im Wasser löslichen Silicate durch die Kohlensäure mehr oder minder vollständig zersetzt. Die Zersetzung der Silicate durch Einwirkung des Wassers und der Kohlensäure geht um so rascher von Statten, je mehr Alkali sie enthalten.

Die Alkalien, Kalk und Bittererde werden hierbei theils allein, theils in Verbindung mit Kieselerde aufgelöst, während

die Thonerde entweder gemengt oder in Verbindung mit Kieselerde zurückbleibt. Der Feldspath, welcher als eine Verbindung von kieselsaurem Kali mit kieselsaurer Thonerde betrachtet werden kann, ist vorzugsweise der Verwitterung ausgesetzt und gibt somit, weil er in vielen Gebirgsarten, namentlich im Granit, vorherrscht, auch zur Zersetzung der ganzen Masse Veranlassung. Das im Wasser unlösliche Produkt der Feldspathverwitterung ist dann der Thon. Nicht minder zerstörend wirkt das kohlensäurehaltige Wasser auf Sandstein, was dadurch geschieht, dass es das gewöhnliche Bindemittel desselben, den Kalk, auflöst.

Zu den durch das kohlensäurehaltige Wasser bewirkten Zersetzungen, denen auch das Aushöhlen der Kalksteine zugerechnet werden muss, gesellen sich noch die Veränderungen, welche an Felsen durch den Sauerstoff der Atmosphäre, durch den Wechsel von Nässe und Trockenheit, durch Thau und Reif hervorgebracht werden. Das Eisenoxydul, welches in vielen Mineralien als färbender Bestandtheil vorhanden ist, geht durch Aufnahme von Sauerstoff in Eisenoxyd über, wodurch das Gestein selbst in ein lockeres Gemenge verschiedener Zersetzungsprodukte zerfällt. Von Bedeutung ist aber auch die durch den Wechsel von F r o s t und A u f t h a u e n bewirkte Verwitterung der Gebirge. Wenn nämlich Wasser in die Spalten und Poren oder zwischen die Ablösungen und Absonderungen der Schichten eindringt und gefriert, so werden durch die im Moment der Erstarrung erfolgende Ausdehnung des Eises die härtesten Massen zersprengt, so dass die getrennten Theile beim Aufthauen des Eises als eckige Trümmer, wie bei stark zerspaltenen Kalksteinen und Dolomiten, oder in der Form von Grus und Sand, wie bei Graniten und Sandsteinen, nach dem Gesetze der Schwere herabfallen und sich am Fusse der Felswände anhäufen.

77. *Veränderungen der Erde durch atmosphärisches Wasser.*

Wenn atmosphärisches Wasser in lockeren Boden eindringt, so wird derselbe aufgeweicht, es lösen sich an steilen Gehängen ganze Massen ab und bilden am Fusse des Abhanges einen Schuttkegel. Solches wird namentlich durch heftige Regengüsse an lehmigen Berghalden bewirkt, indem das Wasser sich zwischen der Dammerde und dem Lehme ansammelt. Als eine Wirkung heftigen Regens sind auch die sogenannten Schlamm-

ströme zu betrachten, welche meist entstehen, wenn jene Erdfälle in Gebirgsbäche rutschen, oder wenn das von den Felsen zusammengelaufene Wasser eine Menge Erde, Sand, Steine u. dgl. von den Bergwänden herabführt und somit im Bache einen Damm bildet, welcher den Abfluss des Wassers hindert. Durch derartige Ströme werden nicht selten die am Fusse des Abhanges befindlichen Wiesen, Aecker und Gärten verwüstet.

Wenn ein Berg aus verschiedenen Gesteinslagen so zusammengesetzt ist, dass die oberen der Flüssigkeit den Durchgang bis zu einer tieferen gestatten, so kann diese wegen leichterer Zerstörbarkeit früher aufgelöst werden als jene. Wenn nun die aufgelösten Bestandtheile vom Wasser durch Klüfte in das nächstliegende Thal geführt werden, so verliert die obere Schicht einen Theil ihrer Stützpunkte oder auch ihre ganze Grundlage und fällt auf die untere Schicht nieder. Hat aber die untere Schicht eine bedeutende Neigung gegen den Horizont, so gleitet die obere abwärts und zwar bei beträchtlicher Höhe mit beschleunigter Geschwindigkeit, wodurch gewöhnlich die nächsten Tiefen ausgefüllt werden.

Aehnlichkeit mit diesen Erdfällen haben die Einsenkungen oder E r d s t ü r z e, jedoch mit dem Unterschiede, dass sie senkrecht in die Tiefe hinabsinken. Dieselben haben meistens ihre Ursache in unterirdischen Höhlen, deren Decken nicht mehr im Stande sind, die auf ihnen liegenden Massen zu tragen. Die Höhlen selbst entstehen wohl meist durch Auswaschung gewisser Gebirgsarten (Gyps, Kalkstein) von Seiten des Wassers.

Wenn atmosphärisches Wasser als Schnee herabfällt und sich an hohen Gebirgen ansammelt, so entstehen mitunter die gefährlichsten S c h n e e s t ü r z e oder L a w i n e n, welche ganze Ortschaften verschütten oder Flussbetten verdämmen und so auf entferntere Gegenden wirken.

78. *Veränderungen der Erdoberfläche durch Gletscher.*

Durch die Bewegung der Gletscher werden alle beweglichen Theile unter ihnen zermalmt oder doch zerrieben und abgeschliffen, was eine Glättung der felsigen Oberfläche zur Folge hat. Häufig beobachtete man an den Schliffflächen Ritze und Furchen, welche ihre Richtung gewöhnlich in der Längenausdehnung des Gletschers haben,

Aus Nr. 40 S. 92 ff. ist bekannt, dass durch die Gletscher Gebirgsschutt und Felsblöcke aus den höheren Gebirgsgegenden weiter herabgeführt werden. Schuttwälle, die als sogenannte Endmoränen erscheinen, hat man nun in den Alpen in grossen Entfernungen von dem jetzigen Gebiete der Gletscher angetroffen, woraus sich entnehmen lässt, dass die Gletscher in früherer Zeit eine ungewöhnlich grosse Ausdehnung hatten. Auch sollen die erratischen Blöcke, die man am nördlichen und südlichen Abhange der Alpen, in besonders grossartiger Weise aber im nördlichen Europa und Amerika findet, durch Gletscher nach ihrer jetzigen Lagerstätte gebracht worden sein. Diese Blöcke sind Felstrümmer, fremd den benachbarten Gebirgsarten, so dass sie wohl gewiss aus weiter Ferne herbeigekommen sind. Die erratischen Blöcke über einem Theil von Deutschland und Russland gehören Felsarten an, die in Schweden und Norwegen gefunden werden. Nach Buch sind dieselben im Verlaufe einer ungeheuren Fluth aus den höheren Gebirgsgegenden in die Ebenen geführt worden. Nach Studer lassen sich aber in den Alpen und wahrscheinlich auch anderwärts drei Klassen erratischer Blöcke von einander unterscheiden, je nach der Gestalt der letzteren und der Gebirgslocalität, worin sie vorkommen. Die eine und wohl auch ein Theil der anderen Klasse begreift Blöcke in sich, die in Folge einer Fluth und zwar auf einer Unterlage von Treibeis herbeigeführt sein können. Diese Fortführungsweise ist dagegen unwahrscheinlich für solche Blöcke, die in gewissen linearen Anordnungen (ähnlich den Moränen) auf sehr ungleichen Höhen vorkommen. Hier bietet die Ansicht von einer Fortführung erratischer Blöcke durch die Bewegung von Gletschern weniger Schwierigkeit.

Die bisher beschriebenen Wirkungen haben meist zur Folge, dass Gebirge erniedrigt und Thäler erhöht werden.

79. *Veränderungen der Erdoberfläche durch das Meer- und Flusswasser.*

Das Meer wirkt durch alle seine Bewegungen zerstörend und erweiternd auf die Ufer, indem es dieselben zernagt, auswäscht und verschlingt. Natürlich kommt hierbei viel auf die Gestalt und sonstige Beschaffenheit der Ufer an. So werden flache Ufer grössere Veränderungen als steile Küsten erleiden,

obgleich auch diese, namentlich wenn sie nach gewissen Richtungen Spalten werfen und sich dadurch in Bruchstücke und Blöcke sondern, dem zerstörenden Einflusse des Meerwassers auf die Dauer nicht widerstehen können. Am schnellsten geht die Zerstörung von Statten, wenn die Küsten aus Lagern von Thon, Sand, Geschieben und Kreidegeröllen bestehen. So nimmt also das Meer einen Theil des festen Landes hinweg. An der dalmatischen Küste z. B. findet man Bauten im Meer, die offenbar auf trocknem Lande angelegt wurden. An der östlichen Gestadelinie Englands ist die ganze Küste von Yorkshire, von der Mündung des Tee bis zu der des Humber, in einem Zustande stufenweisen Verfalls. Aehnliche Verheerungen durch Meeresfluthen zeigen die flachen und sandigen Nordseeküsten Hollands und Deutschlands.

Grossartiger als die Zerstörungen von Küsten sind die Durchbrüche, welche aus einem Meere in das andere erfolgt sind und die meistens sehr frühen Epochen unseres Erdballes angehören müssen. Dahin rechnet man den Durchbruch der Meerenge von Gibraltar und des thrazischen Bosporus. Auch ist es aus physischen Gründen wahrscheinlich, dass England und Frankreich früher eine Landenge verbunden hat, welche von den Meeresfluthen durchbrochen worden ist.

Auf ähnliche Weise wie das Meer wirken auch die Flüsse und Bäche zerstörend auf die Ufer. Als eine der wichtigsten Veränderungen ist hier die Thalbildung zu nennen, welche in vielen Fällen der Auswaschung gewisser Gebirgsarten und der Stoss- und Treibkraft von Flüssen und Strömen ihr Dasein verdankt. Gelegentlich sei hier auch auf eine allmählige Erniedrigung der Wasserfälle (S. 26) hingewiesen, da die Felsen, welche dieselben bedingen, theils durch Verwitterung, theils durch die mechanische Gewalt des Wassers an Masse verlieren, und in manchen Fällen wohl auch, nach einer Bemerkung von Humboldt, das Flussbett unterhalb des Falles durch Anhäufung von Sand und Schlamm erhöht wird.

Während nun das Wasser auf der einen Seite einen Theil des festen Landes hinwegnimmt, setzt es auf der andern Seite auch wieder neues Land an, was namentlich durch Flüsse und Bäche bewirkt wird, indem sie Steine und Erde von den höher gelegenen Gegenden dem Meere zuführen und an den Mündungen

liegen lassen. Wo ihr Lauf schnell ist, waschen sie das Ufer aus, führen Erde, Steine und Sand streckenweise mit sich fort und setzen es wieder ab, wo ihre Geschwindigkeit geringer wird. Nach Horner soll der Rhein binnen 24 Stunden 445,981 Cub.-Fuss feste Theilchen bei Bonn vorüberführen und nach Lyell führt der Ganges jährlich über 6½ Millionen Tonnen fester Substanzen in's Meer.

Wenn die Küsten an den Mündungen der Flüsse so gestaltet sind, dass die vom Flusswasser abgesetzten Theilchen von den Meeresfluthen nicht fortgeführt werden können, so entstehen die sogenannten Meeresdelta. Solche Küsten haben gewöhnlich eine convexe Biegung. Nach Ritter zeigen 14 Hauptwassersysteme der Erde eine Deltabildung, von denen die erheblichsten sind: das Delta des Ganges, Indus, Euphrats, Nils, des Po, der Rhone, des Rheines, der Donau, des Mississippi und Maranhon. Auf ähnliche Weise wie die Meeresdelta entstehen auch die Seedelta. Wenn nämlich ein Strom in ein stehendes Wasser mündet, so erfährt er eine beinahe gänzliche Hemmung seines Laufes und lässt deshalb die von ihm fortgeführten Massen von Sand, Schlamm und Geschieben fallen. Bleiben nun diese Stoffe in der Mündung selbst liegen, so entsteht eine Flussinsel, welche den Fluss in zwei Arme theilt. Diese Insel, welche sich fortwährend vergrössert, bildet das Delta.

Manche Flüsse, welche durch starke Regengüsse bedeutend anschwellen, überschwemmen das feste Land und erhöhen dasselbe durch den Schlamm, den sie bei ihrem langsamen Rückzuge absetzen.

Die vom Meere losgerissenen und zerbröckelten Bestandtheile der Küsten häufen sich entweder auf dem Grunde, um Sandbänke oder bei fortgesetzter Vergrösserung Inseln zu bilden, oder sie werden, was gewöhnlich der Fall ist, an anderen Punkten den Küsten zugeschwemmt. Kies und Schlamm, welche durch die Fluthen in die Nähe der Küsten geführt werden, bilden Untiefen und Sandbänke, welche sich durch neue Massen vergrössern und dann die hinter ihnen liegenden Küsten gegen die Angriffe des Meeres schützen. Man hat bemerkt, dass die Längenachse der Dämme stets senkrecht auf der Richtung des herrschenden Seewindes ist. Die durch Sturmfluthen an's Ufer geworfenen Massen von Schlamm, Sand und Steinen werden durch die gleichmässige Bewegung der Ebbe und Fluth und durch den gewöhnlichen Wellenschlag zerkleinert und geschieden, so dass die feine-

ren schlammigen Theile dem Meere zugeführt und als Mergel- und Thonschichten abgelagert werden. Mehr in der Nähe der Küsten fällt der Sand nieder, während an den Küsten selbst nur die gröberen Kiesel liegen bleiben, die sich durch Rollen und Reiben immer mehr abrunden und neuen Sand liefern. In der Nähe vieler Küsten wird auch durch die kalkigen Gehäuse der Mollusken, Echinodermen und Zoophyten die Erhöhung des Meeresgrundes und die Entstehung von Strandbildungen begünstigt. Austern und andere Geschlechter, die gruppenweise beisammen wohnen, häufen allmählig ihr Gehäuse zu klafterdicken Bänken auf, die vielen freilebenden Mollusken bohren sich in den Sand ein und tragen so zur Befestigung der Thon- und Sandlager bei. Die kalkigen Schalen dieser Thiere werden vom Wasser zertrümmert und erweicht und an vielen Stellen theils in einen feinkörnigen Kalksand, theils in einen milchähnlichen oder durch Eisenoxyd gefärbten Kalkbrei verwandelt, der wie ein Mörtel erhärtet und zur Befestigung der losen Kiesel, Sandkörner und anderer am Strande liegender Körper dient.

Wenn der lose Sand des Meeres vom letzteren auf die Küstenländer geworfen wird, so bilden sich unter Mitwirkung des Windes die sogenannten Dünen, welche fast an allen niedrigen Meeresküsten, parallel mit diesen, in wallartigen Erhöhungen gefunden werden. Der getrocknete Sand wird, falls er sich nicht durch ein Bindemittel (Kalk) zu einer compacteren Masse gestaltet, vom Winde weiter landwärts geführt, so z. B. an der Südwestküste von Frankreich. Grossartig zeigt sich die Dünenbildung an der Westküste der Sahara. Durch Ostwinde wird hier der lose Flugsand längs der Küste westwärts getrieben.

80. *Veränderungen der Erdoberfläche durch die niedere Thierwelt.*

Wir haben bereits in einem früheren Kapitel erwähnt, dass neue Inseln durch Thiere (Madreporen, Mäandrinen, Asträen etc.) entstanden sind, welche ihren Korallenbau vom Boden des Meeres bis zum Niveau desselben aufführten. Derartige Inseln finden sich vorzugsweise unter der heissen Zone, in der Südsee und dem indischen Meere in grosser Menge vor. Mit der Entstehung dieser Inseln steht in nächster Beziehung die Bildung der sogenannten Lagunen, welche durch einen ringförmigen Korallenriff von dem übrigen Ocean dergestalt abgesondert sind, dass sie von der Bewegung desselben nicht merklich ergriffen werden. Das Innere dieser Lagunen ist in der Regel mit zahlreichen, meist von Korallenriffen gebildeten Untiefen versehen. Doch stehen viele Lagunen mit dem äusse-

ren Meere durch einen Kanal, mitunter auch durch mehrere Kanäle oder Durchbrüche in Verbindung. Hauptbedingungen zu einem betriebsamen Leben der Madreporen sind klares Wasser und eine felsige Unterlage. Heut zu Tage beobachtet man die Thätigkeit dieser Thiere grösstentheils an seichten Küsten, wo sie die sogenannten Strand- oder Küstenriffe bilden, welche den Krümmungen der Küste folgen. Nur in seichten Meeren entstehen die Korallenriffe auch in grösserer Entfernung von der Küste. Durch die Brandung des Meeres werden wieder grössere Stücke von dem aus Polypengehäusen bestehenden Gestein losgerissen und auf der Oberfläche des Dammes zusammengerollt. Sand und Schlamm, Muschelschalen, Fischknochen u. dgl., welche durch Stürme vom Meeresgrunde aufgewühlt und zwischen die Bruchstücke gespült werden, tragen das Ihrige zur Befestigung des Baues bei. Allmählig verkittet dann das Ganze vermittelst eines Kalksandes zu einer zusammenhängenden Masse.

Nicht minder wichtig für die weitere Entwickelung der Continente waren und sind die mikroskopischen Thierchen, die man unter dem Namen der Infusorien zusammenfasst. Dieselben sind nicht nur in ungeheurer Menge vorhanden, sondern vermehren sich auch bei hinreichender Nahrung in's Unglaubliche. Hierher gehören namentlich die Mooskorallen (Bryozoen) und andere verwandte Thiere mit einem Gehäuse von kohlensaurer Kalkerde. Der grösste Theil der so mächtigen und ausgedehnten Kreidelager lässt sich nach den mikroskopischen Untersuchungen von Ehrenberg als ein Werk jener Korallenthierchen betrachten. Andere Infusorien (Bacillarien) haben einen Panzer oder vielmehr ein Schildchen aus Kieselerde, das oftmals Eisen enthält. Die Reste von Milliarden solcher abgestorbenen Thierchen häufen sich allmählig zu Lagern an, die ein zerreibliches Kieselgestein bilden, welches als Tripel, Polirschiefer und Kieselguhr bekannt ist, und in den verschiedensten Gegenden Deutschlands vorkommt. Eines der mächtigsten Infusorienlager ist auf der Lüneburger Haide entdeckt worden.

Indessen hat man auch Lager von lebenden Infusorien aufgefunden, so z. B. ein sog. Torf- und Thonlager längs der Spree unter einem Theile von Berlin, das an verschiedenen Stellen 100′ mächtig ist. Die torfige Erdmasse in diesen Lagern besteht aus einem Gemisch von Kieselthieren und Pflanzenresten, der

Thon aber fast ganz aus Infusorien. Dieser Torf und Thon erscheint nun als Kieselguhr, Bergmehl oder Tripel, wenn seine Masse längere Zeit trocken gelegen ist. In früheren Epochen des Erdkörpers, wo die Masse und Ausdehnung der süssen Gewässer des Landes noch bedeutender war, als jetzt, musste natürlich auch die Thätigkeit dieser Infusorien eine ausgedehntere sein. Die Kieselinfusorien leben im süssen Wasser und im Meere, die Kalkinfusorien fast ganz in dem letzteren. Aber auch jetzt sind diese Thiere noch fortwährend thätig, so z. B. im ganzen Becken des mittelländischen Meeres, wo sie einen zwar langsamen aber stetigen Beitrag zum Wachsen der Erdrinde geben.

Nach Fr. Mohr*) stammen die Kalkgebirge vom Gypsgehalt des Meeres her, und zwar durch Vermittelung der Pflanzen und Thiere. Die Schwefelsäure des Gypses wird nämlich, wie die Kohlensäure, in der Pflanze unter Einwirkung des Lichtes zersetzt. Der Schwefel verbindet sich mit den Elementen des Ammoniaks und mit Kohlenstoff zu schwefelhaltigem Albumin, während der Kalkgehalt des Gypses als Aschenbestandtheil mit dem Gewebe der Pflanze in Verbindung tritt. Das Albumin der Pflanze wird nun, wenn sie ein Thier verzehrt, ein plastischer Bestandtheil des letzteren. Die Kohlenhydrate werden in der Respiration wieder zu Kohlensäure oxydirt, die sich mit dem in der Pflanze enthaltenen Kalk nach Oxydation des organischen Bestandtheiles zu kohlensaurem Kalk verbindet, der sich in der Schale des Thieres mit einer gewissen Menge eines sauerstoffreichen Albumingebildes (Conchiolin) niederlegt. — Mit dieser Ansicht ist nun freilich, wie Mohr selbst (S. 58) hervorhebt, nicht verträglich die von Bischof in seiner chemischen Geologie (2. Aufl. Bd. I. S. 501) aufgestellte, wonach alle Kalkablagerungen im Meere, die Bildung der Muschelschalen, die Korallenbänke etc. von dem im Meerwasser aufgelösten kohlensauren Kalk herrühren.

81. *Veränderungen der Erdoberfläche durch die Pflanzenwelt.*

Die Damm- und Ackererde, welche sich beinahe über die ganze Erdoberfläche ausbreitet, ist gleichfalls, wenigstens zum Theil, ein Product der organischen Natur. Gewöhnlich versteht man unter Dammerde ein Gemenge von abgestorbenen pflanzlichen und auch thierischen Bestandtheilen mit erdigen Theilen. Die letzteren, welche meist durch den Process der

*) Geschichte der Erde etc. 1866. S. 44 ff.

Verwitterung aus verschiedenen Felsarten blosgelegt werden, bestehen vorzugsweise aus Kieselerde, Thonerde, Kalkerde, Talkerde, Eisen, Mangan und Alkalien in Verbindung mit verschiedenen Säuren. Der Humus macht etwa 1—10 Procent der fruchtbaren Dammerde aus und bildet sich unter dem Einfluss von Feuchtigkeit, Luft, und Wärme bei der Verwesung vegetabilischer Stoffe. Er stellt eine braune bis schwarze, pulverförmige, leicht verbrennliche Substanz dar, welche sich durch ihre Absorptionsfähigkeit für Wasser auszeichnet, so dass sie drei Viertel ihres eigenen Gewichtes an Wasser enthalten kann, ohne nass auszusehen. Nach Liebig's Untersuchungen ist der Humus ein Product der Verwesung des Holzes. Die reine Holzfaser enthält Kohlenstoff und die Elemente des Wassers. Im feuchten Zustande gibt sie in Berührung mit dem Sauerstoff der Atmosphäre Kohlensäure ab. Der Sauerstoff verbindet sich nämlich, nach Liebig, mit dem Wasserstoffe des Holzes, so dass in dem Acte dieser Oxydation Kohlenstoff und Sauerstoff in der Form von Kohlensäure sich von den Elementen des Holzes trennen. Der Humus entsteht indess nicht durch die Verwesung der Holzfaser allein, sondern auch durch die Verwesung des Holzes, welches ausser der reinen Holzfaser noch andere, lösliche und unlösliche organische Stoffe enthält.

Nackte feste Felsmassen erfahren an ihrer Oberfläche eine allmählige Verwitterung durch Flechten, welche daselbst vegetiren und dem Gestein gewisse Bestandtheile entziehen, während sie sonst ihre Nahrung grösstentheils aus der Atmosphäre aufnehmen. Solchergestalt entsteht aus dem aufgelockerten Gestein und den Resten abgestorbener Flechten allmählig eine humushaltige Erdschicht, die dann auch höheren Gewächsen die Bedingungen ihres Gedeihens darbietet.

Der Torf resultirt gleichfalls aus einer Zersetzung vegetabilischer Stoffe, die jedoch unter stagnirendem Wasser stattfindet und daher von der den Humus bedingenden abweicht. Man findet den Torf in Flachländern und Niederungen, in mulden- und kesselförmigen Vertiefungen, an den Ufern von Meeren und Seen, überhaupt in Gegenden, die längere Zeit unter stagnirendem Wasser stehen. Geeignet für die Bildung des Torfes sind auch hochliegende Plateau's, deren Unterlage für Wasser undurchdringlich ist. Das Material der Torfbildung

geben vorzugsweise Pflanzen mit zarten Stämmen und Aesten, mit kleinen Blättern und feinen Wurzeln. Hierher gehört namentlich das Torfmoos (sphagnum). Durch das Absterben und Verwesen der unteren Theile dieser Gewächse entstehen die einzelnen Torfschichten, auf denen sich eine neue Moosdecke erhebt, die im folgenden Jahre durch die Verwesung wieder in Torf verwandelt wird u. s. f. Die unteren Schichten verlieren nun durch fortschreitende Verwesung bei niederer Temperatur immer mehr Sauer- und Wasserstoff, werden dadurch natürlich immer kohlenreicher und durch den wachsenden Druck der oberen Schichten auch immer dichter. Die Zeit, welche zur Erzeugung einer Torflage von bestimmter Dicke nöthig ist, hängt von klimatischen und Boden-Verhältnissen ab. Der Torf enthält häufig noch fremde Bestandtheile, z. B. Eisen als Rasen-eisenstein. Einen viel Schwefeleisen enthaltenden Torf nennt man Vitrioltorf, weil er zur Gewinnung des Vitriols benutzt werden kann.

82. *Veränderungen der Erdoberfläche durch die vulkanische Thätigkeit der Erde.*

Hierher gehören zunächst die Erdbeben. Dieselben sind von Innen heraus wirkende Erschütterungen des festen Erdbodens und geben sich entweder durch mehr oder weniger schnell auf einander folgende senkrechte Stösse oder nach Art der Meereswogen durch eine wellenförmige oder endlich durch eine rotatorische Bewegung zu erkennen. Die letztere ist die seltenste, aber auch die gefährlichste, indem damit ein völliges Umwenden und Verdrehen der Gegenstände verbunden ist.

Wenn die Stösse von mehr oder weniger gleichartig leitenden Schichten ringsum fortgepflanzt werden, so müssen sich dieselben natürlich um so weniger fühlbar machen, je weiter die einzelnen auf einander folgenden Punkte von jenen Stellen entfernt liegen, wo das Erdbeben vorzugsweise wirkt. Man kann sich denn um die letzteren eine Curve gezogen denken, welche den sog. Erschütterungskreis begrenzt. Die Ausdehnung der Erdbeben ist mitunter eine sehr bedeutende.

Obgleich die Verbreitung der Erdbeben eine sehr allgemeine ist, so ist doch ihre Frequenz auf verhältnissmässig wenige Erdstriche beschränkt. Häufig und heftig kommen sie

in Südamerika vor. In Europa hat man zwei Erdbebenzonen unterschieden, von denen die eine von den Pyrenäen durch die Alpen bis zum Kaukasus, die andere, mit dieser parallel, von den Azoren bis Syrien über beide Küsten des Mittelmeeres zieht. Innerhalb dieser Zonen treten die Erdbeben nicht allein häufiger, sondern auch heftiger als in anderen Gegenden auf. Die Richtung der Stösse und Erschütterungen soll häufig den Streichungslinien dieser Zonen folgen. Zur Ermittelung der Fortpflanzungsrichtung der Bewegung benutzte man eine von Cacciatore angegebene Vorrichtung mit dem Namen Sismometer (von σεισμός, Erschütterung). Dieselbe besteht in einem flachen runden Gefässe, das an seinem Rande acht den verschiedenen Himmelsgegenden entsprechende rinnenförmige Löcher hat. Bis zu den letzteren ist es mit Quecksilber angefüllt, welches bei einem Erdstosse aus dem einen oder andern Loche in einen unter demselben befindlichen Becher fliesst. Die Richtung des Stosses entspricht der Richtung des ausfliessenden Quecksilbers.

Die Erdbeben sind meist von einem starken unterirdischen Getöse begleitet; mitunter entstehen auch Erdspalten, aus denen heisse Dämpfe, heisses Wasser, irrespirable Gasarten, Schlamm, schwarzer Rauch und selbst Flammen hervorbrechen. Dabei werden das Meer und die Atmosphäre unruhig, neue Seen werden gebildet, alte ausgetrocknet, Berge aus dem Meere und dem flachen Lande emporgehoben, schon vorhandene verschlungen und so ganze Gegenden verwüstet und umgestaltet. Die allgemeinsten Wirkungen starker Erdbeben sind also Erhebungen und Senkungen der Erdoberfläche.

Die bisher über die Häufigkeit der Erdbeben gesammelten Erfahrungen erlauben nicht mit voller Sicherheit zu schliessen, dass die Erdbeben in gewissen Tages- und Jahreszeiten häufiger als in andern auftreten. Doch scheint ein Maximum im Winter (Januar), ein Minimum im Sommer (Juni) statt zu finden.

Mit den Erdbeben stehen die Vulkane in einer gewissen Beziehung. Wenn nämlich die unterirdischen Ursachen, welche die Erscheinungen des Erdbebens oder doch gewisser Erdbeben bewirken, die Erdschichten dergestalt durchbrechen, dass eine bleibende Verbindung zwischen dem Innern der Erde und der Atmosphäre herbeigeführt wird, so entsteht ein Vulkan, der sich

der Gesichtswahrnehmung gewöhnlich in der Gestalt eines Kegels darbietet.

Am grossartigsten gibt sich die vulkanische Thätigkeit der Erde in den sogenannten Eruptionen zu erkennen, welche durch Erderschütterungen angekündigt zu werden pflegen.

Die vulkanischen Auswurfsstoffe bestehen im Allgemeinen aus Rauch, verschiedenen Gasarten, Asche, Sand, Schlacken und Steinen. Unter den Gasen kommt Wasserdampf in vorwiegender Menge vor, der durch seine rasche Condensation in der Luft Veranlassung zu vulkanischen Gewittern und Regenschauern gibt. Ausserdem erscheinen noch gasartig Wasserstoff, Salzsäure, Kohlensäure und Schwefelwasserstoff. Durch die Ausscheidung und Verbrennung des Schwefels entsteht ferner schweflige Säure und Schwefelsäure. Doch setzt sich der ausgeschiedene und condensirte Schwefel auch krystallinisch ab. Die Salzsäure (ClH) erscheint gewöhnlich beim Beginn der Eruption in der Form von schneeweissen Dämpfen und gibt mit Natron Kochsalz, so dass bei manchen Vulkanen eine Salzkruste sich bildet. Auf ähnliche Weise schlägt sich in reichlicher Menge Salmiak nieder, das bekanntlich aus Salzsäure und Ammoniak besteht. Die amerikanischen Vulkane scheinen indessen keine Salzsäure auszuwerfen. Was aber die Kohlensäure betrifft, so soll sie den Vulkanen mehr im Zustande ruhiger Thätigkeit und solchen Gegenden entweichen, welche einst der Schauplatz vulkanischer Thätigkeit gewesen sind. So finden sich denn auch nicht allein in der Nähe thätiger Vulkane, sondern auch in älteren vulkanischen Gebirgspartien Quellen von Kohlensäure, z. B. in den tief eingeschnittenen Thälern der Eifel, im niederrheinischen Schiefergebirge und im westlichen Böhmen. Bekannt ist die Hundsgrotte bei Neapel, wie auch das Todes- oder Giftthal auf der Insel Java, ein längliches Thal von $\frac{1}{2}$ Meile im Umfang, 30—50′ Tiefe, ohne alle Vegetation am Boden und überall mit Skeletten verschiedenartiger Thiere bedeckt. In Italien nennt man jene Stellen, denen kohlensaures Gas entströmt, Mofetten, welche sich meist erst Monate lang nach dem eigentlichen Ausbruche des Vesuv einstellen.

Die sehr feine und leichte Asche kommt meist erst in der Mitte oder gegen das Ende der Eruption, aber in so ungeheurer Menge zum Vorschein, dass sie oft grosse Strecken verdunkelt.

Weil sie sehr fein ist, so dringt sie in die kleinsten Spalten ein und nimmt die zartesten Eindrücke an. Durch diese Asche wurden die Städte Herculanum, Pompeji und Stabiä 79 n. Chr. verschüttet. Auch wird sie durch den Wind weit hin verbreitet.

Mit der Asche gleichzeitig stellt sich der gröbere und schwerere Sand ein. Die aus zackigen und blasigen kleinen Steintrümmern bestehenden Auswürfe nennt man Lapilli oder öfter auch Rapilli; sie werden durch emporströmende Dämpfe und Gase in mächtigen Garben kleiner, glühender Steine in die Höhe geworfen.

Die grössten Auswurfsstoffe sind aber Schlacken und Steine, die zuweilen einen sehr bedeutenden Durchmesser haben. Man kann sie in zwei Klassen bringen, je nachdem sie aus Steinarten bestehen, die den Vulkanen fremd sind oder nicht. Die Auswürfe der ersten Klasse bestehen am Vesuv aus Kalksteinen, Feldspath- und Glimmerfelsarten, an den erloschenen Vulkanen der Auvergne aus Granit, Gneis und Glimmerschiefer, in den Vulkanen des Niederrheins aus gefritteter Grauwacke und Schiefer. Die Auswürfe der zweiten Klasse bestehen aus Schlacken und Bruchstücken flüssiger Laven. Die im vulkanischen Heerde geschmolzenen und emporgeschleuderten Massen erhärten häufig in der Luft und nehmen durch Rotation in der letzteren die Gestalt abgerundeter Körper, sogenannter vulkanischer Bomben an.

Das reichlichste und zerstörendste Product vulkanischer Thätigkeit ist endlich die Lava, welche diejenigen mineralischen Stoffe in sich begreift, welche durch Hitze zu einem mehr oder weniger beweglichen Flusse gebracht worden sind. Die Geschwindigkeit, mit der sie fortfliesst, ist grössentheils von der Neigung des Bodens, dann aber auch von der Zähigkeit und von der Menge des Stoffes abhängig. Die letztere ist mitunter ungeheuer gross. So trieb der Aetna im Jahre 1669 einen Lavastrom hervor, der $\frac{2}{3}$ geographische Meilen breit, 3 Meilen lang und im Durchschnitt 200′ hoch war. In Berührung mit der Luft überzieht sich die Lava bald mit einer festen Kruste, während sie im Innern wohl noch Jahre lang glühend und flüssig bleibt. Bei Nacht erscheint der Lavastrom aus der Ferne wie ein rothglühendes Band, das sich über den Berg herabzieht.

Der Form nach theilt man die Laven in drei Klassen,

nämlich in Erd-, Stein- und Glaslaven. Der vorherrschende Bestandtheil der letzteren ist Obsidian, ein Mineral von glasartiger Beschaffenheit, welches nach v. Buch durch Schmelzung des Trachyts entstanden ist, der aus Kieselerde, Thonerde und einem Alkali besteht und durch Titaneisen schwarz gefärbt ist. Mit dem Obsidian von gleicher Zusammensetzung und aus diesem hervorgegangen ist der lockere, poröse Bimstein, dessen schaumartige Bildung von heftiger Gasentwickelung in der glühenden Masse, vielleicht von verdampfendem Kali herrührt. Unter basaltischen Laven versteht man solche, deren krystallinische Substanzen feinkörnig, innig und gleichmässig gemischt erscheinen. Die vulkanische Asche scheint aus sehr fein zertheilten Laven zu bestehen, womit der Umstand zusammenstimmt, dass sie erst dann ausgetrieben wird, wenn schon viel flüssige Lava im Krater vorhanden ist. Die Zertheilung selbst kann aber durch die mit Heftigkeit entweichenden Dämpfe (Gase) und durch den Widerstand der Luft bewirkt werden.

Die meisten Vulkane ergiessen ihre Laven, wahrscheinlich wegen des grossen Druckes der flüssigen Säule, nicht durch die Mündung der Hauptöffnung, des sog. Kraters, sondern durch Spalten am Fusse des letzteren. Auch gibt es solche Vulkane, z. B. in Südamerika, die gar keine Lava, sondern nur Asche, Schlacken, Steine, Wasser und Schlamm auswerfen.

Die Zeit von einer Eruption bis zur andern befolgt keine bestimmte Periode. Im Allgemeinen scheint aber die Ruhezeit eines Vulkans in einem bestimmten Verhältniss zur Höhe des Kraters zu stehen. Während der niedere Stromboli fast fortwährend arbeitet, geschehen die Eruptionen des höheren Vesuvs seltner, noch seltner aber die des noch höheren Aetna und des hohen Piks auf Teneriffa.

Die älteren vulkanischen Bildungen unterscheiden sich von den heutigen durch grössere Dimensionen, was anzudeuten scheint, dass sie ihr Dasein einer intensiveren vulkanischen Thätigkeit, oder einem geringeren Widerstande, den diese Thätigkeit fand, verdanken.

Die verschiedenen das Entstehen der Erdbeben und Vulkane betreffenden Ansichten lassen sich überhaupt in zwei Klassen bringen, je nachdem dabei eine mit der Tiefe unausgesetzt zu-

nehmende Wärme des Erdkörpers und demgemäss eine schmelzflüssige Innenmasse in Erwägung gezogen wird oder nicht. In jener Beziehung können die Erdbeben, namentlich die heftigen, weithin sich erstreckenden, im Allgemeinen als Reactionen des heissflüssigen Erdinnern gegen die starre Erdkruste und deren Oberfläche bezeichnet werden. Wasserdämpfe, die sich tief in der starren Erdkruste in Höhlen und Klüften ansammeln und sich, im Zustande hoher Spannung, weiter zu verbreiten streben, sind dabei ein mitwirkender Factor, wie denn auch eine Wirkung des Mondes auf die schmelzflüssige Innenmasse denkbar ist. Die vulkanischen Erscheinungen erfordern nur noch eine andauernde Communication des heissflüssigen Innern mit der Erdoberfläche*). Andrerseits ist indess nicht zu verkennen, dass auch schon durch plötzliche Senkungen bedeutender Erdmassen (resp. Rutschungen derselben auf geneigter Unterlage) in Folge von Hohlräumen, die sich unter dem Grunde der Thäler durch Auswaschung löslicher Schichten bilden mögen, Erderschütterungen und den Vulkanen analoge Erscheinungen entstehen können. Dass mit solchen Erdsenkungen eine beträchtliche Wärmeentwickelung auf mechanische Weise verbunden sein kann, ist nicht zu bezweifeln. Indessen darf diese Ansicht, die neuerdings namentlich von O. Volger**) und Fr. Mohr***) vertheidigt worden, wohl nicht in der Art, wie es geschehen ist, generalisirt werden.

Dieselben Ursachen, welche in den Erdbeben und Vulkanen so auffallende Erscheinungen hervorbringen, wirken auch noch auf eine mehr gleichförmige, stille, aber nicht minder ausserordentliche Weise in den Tiefen der Erde von Innen nach Aussen. Es gehört hierher z. B. die allmählige Hebung des Festlandes von Schweden, von Frederikshall bis Abo an der Vorspitze des bothnischen Meerbusens.

Eilftes Kapitel.

Beschaffenheit der Erdrinde.

Eine genauere Untersuchung der Beschaffenheit der Erdrinde hat mit Evidenz gelehrt, dass die Ursachen der bisher betrachteten Veränderungen der Erde auch bei Bildung der

*) Ueber Erdbeben und Vulkane s. u. a. des Verf. Schrift über die Entstehung der Welt etc. Halle 1870, S. 104 ff.

**) Die Erdbeben in der Schweiz. 1856.

***) s. das Nähere in dessen Geschichte der Erde etc. S. 313 ff.

letzteren, und zwar einige von ihnen vielleicht in einem höheren Grade wirksam gewesen sind. Werfen wir, um dies etwas näher einsehen zu können, zuvörderst einen Blick auf die Eigenthümlichkeit der Erdrinde.

83. *Verschiedenheit der Felsarten, welche die Erdrinde zusammensetzen.*

Grössere Mineralmassen, welche die feste Erdkruste bilden, nennt man Gesteine, Fels- oder Gebirgsarten. Man kann dieselben in zwei Hauptgruppen und zwar in einfache und gemengte eintheilen, je nachdem sie aus Theilen eines und desselben Minerals oder aus Theilen verschiedener Minerale zusammengesetzt sind. Zu der ersten Gruppe gehören z. B. Gyps, Kalkstein, Steinsalz u. s. w., zu der zweiten Granit und Gneiss, welche auf verschiedene Weise aus Quarz-, Feldspath- und Glimmerpartikeln bestehen. Die verschiedenartigen Theile der gemengten Felsarten sind entweder krystallinisch mit einander verbunden oder sie werden durch eine nichtkrystallinische Substanz zusammengehalten. Dies geschieht häufig in der Weise, dass ein Bindemittel als flüssige Masse zwischen die einzelnen Theilchen dringt und sie beim allmähligen Trocknen der Gesteinsmasse mit einander verkittet. Als solche Bindemittel treten öfter kohlensaurer Kalk, Kieselerde und Eisenoxydhydrat auf. Hierdurch werden gröbere Kiesmassen zu sogenannten Conglomeraten oder Breccien, Sandmassen zu Sandsteinen und staubartige Massen zu Thon und Mergel verbunden.

In Bezug auf die Struktur oder das Gefüge der Mineralstoffe gibt es dichte, körnige, schiefrige, porphyr- und mandelsteinartige Gesteine. Bei der schiefrigen Struktur sind die mineralischen Theilchen in der Form von Blättchen aneinandergelagert, so dass sie sich nach einer Richtung vorzugsweise leicht spalten lassen. Man unterscheidet wieder gerad- und krummschiefrige Gesteine. Die porphyrartige Bildung zeigt eine gleichartige Gesteinsmasse, welche einzelne Krystalle ausgesondert enthält. Wenn sich in der Grundmasse eines Gesteins Blasenräume befinden, welche theilweise oder ganz mit Mineralien ausgefüllt sind, so nennt man die Struktur mandelsteinartig, weil jene Räume häufig die Form einer Mandel haben. Grössere Zwischenräume in einer Gesteinsmasse, welche

mit Mineralien angefüllt oder an ihren Wandungen mit Krystallbildungen versehen sind, heissen Drusenräume. Dieselben kommen in der Masse vor, welche die sog. Gänge füllt. Die letzteren sind aber Spalten, welche die Gebirgsschichten durchschneiden, und deren Breite meist sehr gering ist im Verhältniss zu ihrer Länge und Tiefe. Man spricht mit Bezug auf die Masse, von der sie erfüllt worden sind, von Gesteins-, Mineral- und Erzgängen. Die letztgenannten enthalten vorzugsweise die metallreichen Mineralien.

84. *Eintheilung der Felsarten mit Rücksicht auf ihre Entstehung.*

Unter den Gesteinsmassen, welche die feste Erde zusammensetzen, gibt es solche, welche das entschiedene Gepräge eines wässerigen Ursprunges darbieten. Man nennt diese Felsarten mit Rücksicht auf ihre Entstehung neptunische oder sedimentäre oder auch geschichtete Gesteine. Sie sind ohne Zweifel als Niederschläge aus dem Wasser der früheren Meere und Seen zu betrachten, und haben auch die grösste Aehnlichkeit mit den Niederschlägen, welche noch heut zu Tage im Wasser vor sich gehen. Die sie zusammensetzenden Stoffe waren theils chemisch, theils mechanisch im Wasser aufgelöst, so dass die Sedimente entweder nur mechanisch abgesetzt oder chemisch niedergeschlagen wurden, wiewohl auch im letzteren Falle die Ablagerung der ausgeschiedenen Stoffe nur die Folge eines mechanischen Niedersinkens sein konnte. Wenn der Niederschlag ununterbrochen und regelmässig stattfand, so bildete der abgelagerte Stoff horizontale, weit ausgedehnte Schichten von verschiedener Mächtigkeit. Unter diesem Worte versteht man die Dicke einer Schicht. Ist dieselbe beträchtlich, so nennt man die Schicht Lager oder Bank. Derjenige Theil einer Schicht, welcher an die Oberfläche der Erde hervortritt, heisst das Aus- oder zu Tage Gehende.

Eine andere Klasse von Gesteinsmassen bezeichnet man insgemein mit dem Namen der Eruptivgesteine, in der Voraussetzung, dass sie aus dem Innern der Erde hervorgedrungen sind. Doch unterscheidet man im Hinblick auf die plutonistische Ansicht zwei Arten dieser Gesteine, nämlich vulkanische und plutonische, je nachdem man annehmen

darf, dass ihre Erstarrung an der Oberfläche oder in einer beträchtlichen Tiefe stattfand. Zu den plutonischen Felsarten gehören namentlich die krystallinisch-massigen Gesteine. Beide Felsarten bilden Gänge oder Trümmer in den anliegenden Gesteinen. So füllen sie auch Spalten und Klüfte in den zuvor betrachteten Sedimentgesteinen aus.

Die verschiedenartige Beschaffenheit der plutonischen und vulkanischen Gesteine sucht man aus der verschiedenen Erkaltungszeit der erweichten oder geschmolzenen Massen abzuleiten, indem man dabei noch auf den äusseren Druck reflectirt, unter welchem die Erstarrung vor sich ging. Es ist eine bekannte physikalische Thatsache, dass langsame Erkaltung die Krystall-Bildung vorzüglich begünstigt. Dicke Glasstücke, wenn sie durch Schmelzung in den Fluss gebracht und dann allmählig abgekühlt werden, verlieren ihr glasartiges Aussehen, indem sich ihre kleinsten Theilchen mehr krystallinisch gruppiren, und nehmen eine steinartige Beschaffenheit an. Wird Basalt oder steinerne Lava geschmolzen und schnell abgekühlt, so erstarren sie zu glasartigen Massen, während sie bei allmähliger Abkühlung ein mehr granitisches oder porphyrartiges Aussehen erhalten. Hohofenschlacken, die plötzlich abgekühlt wurden, gaben poröse oder schaumige weisse Massen, die grosse Aehnlichkeit mit Bimsteinen hatten; bei langsamer Abkühlung aber ein dunkles, sehr dichtes Glas.

Als eine dritte Klasse von Felsarten betrachtet man die krystallinischen Schiefer, als: Thon-, Glimmer- und Talkschiefer, manche Arten von Gneiss und Kalksteinen. Man nennt diese Gesteine mit Rücksicht auf ihre Entstehung umgebildete (metamorphische) Gesteine. Wir werden sie selbst, so wie auch die Art des Metamorphismus, weiterhin etwas näher kennen lernen.

85. *Schichtungs- und Lagerungsverhältnisse der neptunischen Gesteine.*

Nicht immer liegen die verschiedenen Lagen einer geschichteten Gesteinsmasse wagerecht oder parallel mit der Erdoberfläche, sondern häufig auch geneigt oder gar senkrecht zu derselben. In diesem Falle spricht man von aufgerichteten Schichten, deren zu Tage gehenden Theile gewöhnlich Schichtenköpfe genannt werden. Den Winkel, welchen solche Schichten

mit der Horizontalebene machen, nennt man ihr Fallen, während man unter dem Streichen einer Schicht die Richtung versteht, welche sie in ihrer Ausdehnung in Bezug auf die Himmelsgegend einnimmt. Die Streichungslinie steht senkrecht auf der Linie des Fallens; jene kann mittelst des Compasses, die andere durch einen Gradbogen (mit Senkblei) bestimmt werden.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Stelle, welche eine Felsart in der Reihe der übrigen einnimmt, oder was dasselbe ist, ihr Lagerungsverhältniss. In diesem Sinne unterscheidet man gleichförmige und ungleichförmige Lagerung, je nachdem die Schichtungsflächen verschiedener Felsarten alle mit einander parallel sind oder nicht, gleichviel, ob dabei die allgemeine Stellung der Schichten horizontal oder geneigt, concav oder convex ist. Ungleichartige Lager in einer Folge gleichartiger, z. B. ein Steinkohlenlager in einer Folge von Sandsteinschichten, nennt man der Formation eingelagert oder untergeordnet. Bei der Steinkohle bemerkt man häufig eine muldenförmige Ablagerung, insofern sie flache Vertiefungen in concentrischen Krümmungen ausfüllt.

Das Lagerungsverhältniss ist ein wichtiges Erkenntnissmittel für die Altersfolge der Formationen und besonders da von Bedeutung, wo die verschiedenen Formationen durch Aufrisse an Seeküsten oder in tief eingeschnittenen Thälern oder in Schachten des Bergbaues zu Tage treten. So ist ohne Zweifel die aufgelagerte Formation jünger als ihre gleichförmig geschichtete Grundlage, was auch von zwei ungleichförmigen Ablagerungen gilt. Bei den letzteren folgt aus dem Nichtparallelismus ihrer Schichtungen zugleich, dass sie nicht Niederschläge aus demselben Wasser sein können, weil sie sonst eben eine parallele Lage zu einander haben müssten. Ablagerungen, deren Schichten an den Abhängen der Gebirge eine geneigte Lage haben, waren bei der Erhebung der Gebirge schon vorhanden, solche Sedimente aber, die sich in horizontaler Lage bis zum Fusse der Gebirge erstrecken, müssen von jüngerer Bildung sein als die Gebirge selbst. Wenn aber nur ein Theil der Schichten gehoben, der andere dagegen horizontal erscheint, so ergibt sich hieraus, dass die Erhebung des Gebirges nach der Bildung des ersten und vor der Absetzung des zweiten Theils stattgefunden hat.

Indessen konnten wohl, wenn der Boden, auf welchem die Niederschläge stattfanden, uneben oder geneigt war, auch die betreffenden Schichten eine unebene oder geneigte Lage erlangen; allein eine stark geneigte oder gar senkrechte Stellung der Schichten konnte eine derartige Beschaffenheit der Unterlage, falls sich diese Schichten unter Wasser absetzten, nicht herbeiführen. Nicht selten findet man auch sedimentäre Formationen vielfach gekrümmt oder gefaltet, zerbrochen und stellenweise ganze Schichtenstücke in umgekehrter Lagerungsfolge auf den übrigen liegen. Bezüglich dieser Erscheinungen hat man an Senkungen (resp. Einstürze in Folge unterirdischer Auswaschung gewisser Gebirgsarten) und an Emporrichtungen zu denken, durch welche die ursprünglich horizontal abgesetzten Schichten in die abweichende Lage gebracht wurden.

Obschon das Lagerungsverhältniss zur Bestimmung der Altersfolge von Formationen einer und derselben Gegend ein vortreffliches Hülfsmittel darbietet, so ist es doch da von untergeordnetem Werthe, wo es sich darum handelt, die Formationen getrennter Gegenden in Bezug auf ihre gleichzeitige Entstehung mit einander zu vergleichen. In diesem Falle ist ein anderes Hülfsmittel in den organischen Ueberresten gegeben, welche die neptunischen Gesteine enthalten.

86. *Versteinerungen in den neptunischen Felsarten.*

Nur in den neptunischen Felsarten, nicht aber in den krystallinisch-massigen und vulkanischen Gesteinen, finden sich Reste und Versteinerungen von Thieren und Pflanzen oder sog. Petrefakten, worin ein neuer Beweis liegt, dass jene Felsarten Niederschläge aus dem Wasser sind. Von den meisten Organismen finden sich nur die gröberen Theile im Gesteine vor, da die weicheren, zarteren Theile wahrscheinlich einer baldigen Zersetzung unterlagen. So sind von den Pflanzen namentlich die Rinde, das Holz und die holzigen Früchte, von den Weichthieren die kalkigen Gehäuse, von den höheren Thieren aber vorzugsweise die Knochen erhalten worden. Bei anderen ist die Form ihres Körpers dadurch bewahrt worden, dass die in demselben befindlichen Zwischenräume von einer in Wasser gelösten mineralischen Substanz (Kieselerde, kohlens. Kalk) allmählig — mit Fortführung der organischen Bestandtheile — ausgefüllt

wurden. Doch haben auch zarte Blätter und feingegliederte Insekten in der sie umgebenden und allmählig erhärtenden Masse deutliche Abdrücke hinterlassen. Endlich entstanden noch Versteinerungen auf die Weise, dass erdige Massen, wie Schlamm u. dergl. von Organismen herrührende Abdrücke im Laufe der Zeit ausfüllten und erhärteten.

Die versteinerten Thiere und Pflanzen sind in den verschiedenen Schichten sowohl nach Art als auch nach Zahl sehr ungleich. Doch hat man entdeckt, dass die in den untersten Schichten vorkommenden Thier- und Pflanzenformen am meisten von den jetzt lebenden abweichen. Auch zeigt sich ein gewisser Fortschritt von niedrigeren zu höheren Organismen, namentlich in Ansehung der Wirbelthiere, welche in der Ordnung Fisch, Reptil, Vogel und Säugethier nach einander folgen. — Aus der Organisation und geographischen Verbreitung gewisser Pflanzen- und Thierformen hat man auch den Schluss gezogen, dass die jetzigen klimatischen Zonenunterschiede auf der Erdoberfläche ehemals nicht stattgefunden haben können.

Je grösser nun die Anzahl derselben Pflanzen- und Thierformen ist, die in zwei von einander getrennten Schichten vorkommen, desto begründeter hält man die Vermuthung, dass diese Schichten derselben Bildungsepoche angehören oder gleichzeitig entstanden sind. Je weiter aber die organischen Ueberreste einer Formation von den Gestalten der jetzt lebenden Pflanzen und Thiere abweichen, desto höher pflegt man das Alter dieser Formation anzunehmen.

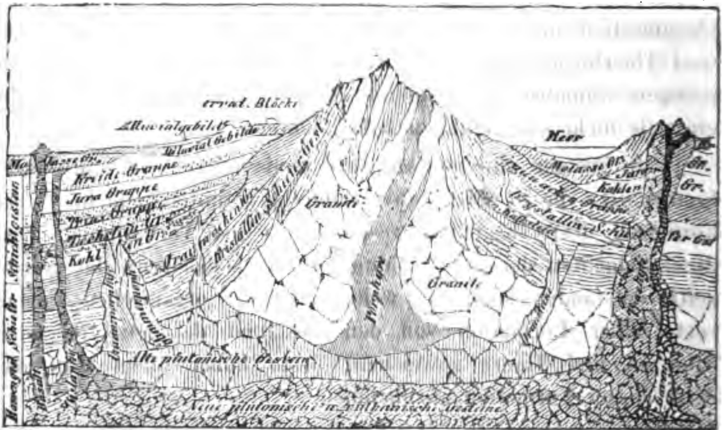
Zwei Formationen, die verschiedenen Erdgebieten angehören, können gleiches Alter haben, wenn sie auch mineralogisch ungleich zusammengesetzt sind, und umgekehrt können zwei verschiedenen Erdgebieten angehörige Formationen bei gleicher mineralogischer Zusammensetzung zu verschiedenen Zeiten entstanden sein. In verschiedenen Gegenden fanden zu derselben Zeit Ablagerungen von mehr oder weniger ungleicher Zusammensetzung statt, indem hier Meeresformationen, dort Süsswasser- und anderwärts Sumpfformationen gleichzeitig abgesetzt wurden, wie denn auch in einem und demselben sehr ausgedehnten Wasserbecken an verschiedenen Orten gleichzeitig Niederschläge von abweichender Zusammensetzung erfolgen konnten. Ohne Zweifel waren in verschiedenen Zeiträumen und Gegenden die Ablagerungsgebiete von sehr ungleicher Grösse. Beachtenswerth ist es aber, dass mit dem höheren Alter, das man gewissen

Formationen zuschreiben muss, die Gleichmässigkeit ihrer Zusammensetzung und ihrer organischen Einschlüsse, sowie auch ihre Ausdehnung zunimmt, wogegen neuere Formationen, je näher der heutigen Periode ihre Entstehung liegt, einen um so localeren Charakter, eine desto geringere Ausdehnung und Mächtigkeit bekunden. Um so mehr weichen dieselben auch in ihrer Zusammensetzung und hinsichtlich der in ihnen enthaltenen organischen Ueberreste an verschiedenen Orten von einander ab.

Ueber die Art der Versteinerungen, welche in den verschiedenen Erdschichten enthalten sind, bald etwas Näheres.

87. *Klassification und kurze Charakteristik der Gebirgsarten.*

Fig. 20. Idealer Querschnitt der festen Erdrinde.



A. Neptunische Bildungen.

(Im Fortschritte von oben nach unten.)

I. Angeschwemmtes (Alluvium).

Das Alluvium, welches die obersten Erdschichten umfasst, ist noch jetzt in der Fortbildung begriffen, auf eine Art und Weise, die wir schon früher (Nr. 76 ff.) näher betrachtet haben. Vornehmlich rechnet man zu dem Alluvium die Producte der Verwitterung und mechanischen Zerreibung der Gebirge, so namentlich Sand, Grus und verschiedene Erden, die vom Wasser (Bächen, Strömen, Fluthen) weggewaschen und abgesetzt worden sind.

Erwähnen wollen wir hier noch den Kalktuff (Travertin), der sich als kohlensaurer Kalk aus dem Wasser mancher Quellen, Bäche, Sümpfe und Seen absetzt, indem die lösende Kohlensäure sich in die Luft verflüchtigt. Der niederfallende Kalk bildet ein lockeres, weiches Gestein, das aber an der Luft erhärtet

Manche warme Quellen, wie die zu Karlsbad und die Geysire auf Island, enthalten viele aufgelöste Kieselerde und setzen dieselbe in der Form von Kieselsinter ab. Auf ähnliche Weise schlagen sich in eisenhaltigem Wasser Rasen-Eisenerz oder Kupfererz nieder. Am Ufer des Meeres, der Seen und Sümpfe entstehen bei theilweisem Austrocknen an manchen Stellen Salzkrusten. Von grösserer Bedeutung sind die Torf- und Infusorienlager, die Korallenriffe und Koralleninseln, deren Entstehung wir ebenfalls schon früher erklärt haben.

II. Aufgeschwemmtes (Diluvium).

Auf gang ähnliche Weise wie das Alluvium hat sich das Diluvium gebildet, nur in früherer Zeit meist durch Ablagerung aus mächtigen Wasseransammlungen (resp. Fluthen).

Hierher gehört die Lösformation, welche vornehmlich aus Sand und Lehm, theilweise auch aus Thon besteht, und viele Reste von Thieren enthält, die zum Theil ausgestorben, theils noch jetzt lebend gefunden werden. So viele Säugethiere, wie das Mammuth, der Höhlenbär u. dergl., dann auch einige Vögel, weiter Saurier, Schildkröten, Mollusken und endlich auch Pflanzen. In dieser Formation findet man die sogenannten Knochenhöhlen: die Gailenreuther in Franken, die Muggendorfer in Baiern, die Baumanns- und Bielshöhle im Harz, die Nebelhöhle bei Tübingen, etc.

Der eigentliche sog. Lös besteht aus einem feinsandigen, gelblich grauen oder gelblich braunen Lehm von oft bedeutender Mächtigkeit. Innerhalb desselben finden sich Geröllmassen aus Quarzgeschieben und Grauwacke.

III. Gruppe der Molasse.

Unter Molasse versteht man einen kieseligen, groben und lockeren, durch Kalkmörtel verbundenen Sandstein, welcher in grossen Ebenen beckenweise aus dem Wasser abgesetzt ist.

Die Becken, in denen Wien, Mainz, London, Paris liegen, scheinen ehedem Meerbusen gewesen zu sein.

Die oberen Schichten bestehen vorzugsweise aus Sand, Kies, Mergel mit Süsswasserversteinerungen und Braunkohle, die mittleren hauptsächlich aus Grobkalk, einem sandigen Kalk von grobem Korn mit eingesprengten Grünerdekörnchen, die unteren aber besonders aus Thon und Schieferthon mit Schwefelkies im Wechsel mit Braunkohle.

Man unterscheidet hiernach in der Molasse-Gruppe drei Formationen, nämlich die obere Braunkohlen-Formation, die Grobkalk-Formation und die untere Braunkohlen-Formation.

Die Molassegruppe bildet die Tertiärgebirge Werner's.

IV. Gruppe der Kreide.

1) Die Kreide-Formation, deren Glieder weisse Kreide mit Feuersteinen, sandiger Mergel, Kreidemergel und sandiger Kalkmergel sind. Petrefakten: Muscheln, Krebse, Fische, Reste von Sauriern, aber keine Spur von Vögeln und Säugethieren.

2) Formation des Quadersandsteins, in Deutschland wegen seiner Zerklüftung in Quadern und Pfeilern so genannt. Bei dem oberen Quadersandstein bemerkt man jedoch eine dünnplattige Absonderung. In England ist er durch Grünerdekörnchen gefärbt und wird deshalb auch Grünsand genannt. Der obere Quadersandstein enthält zahlreiche Ueberreste von Seethieren und Pflanzen, der untere ausser Mollusken versteinerte Pflanzen (Algen, Dicotyledonen).

3) Weald-Formation führt ihren Namen von einer Gegend in England und besteht aus Thon, sandigem Eisenstein, Marmor und Sand. Petrefakten: Fische, Schalthiere und Mollusken.

V. Jura-Gruppe.

Diese Gruppe verdankt ihren Namen dem Juragebirge und besteht aus zwei Formationen.

1) Die Jura-Formation enthält in den oberen Schichten einen hellfarbigen Kalkstein mit Korallen, dann lithographischen Kalkschiefer, Dolomit, Mergel. Thon und Sandstein. Reich

an Meerthierversteinerungen: Korallen, Saurier, Fische, Mollusken, Radiarien, Zoophyten.

2) Die Lias-Formation (*layers*, Lager) macht die untere Jurabildung aus. Die Hauptglieder sind der sog. Liasschiefer von thoniger und kalkiger Beschaffenheit, der Liaskalk und Liassandstein. Ebenfalls reich an Versteinerungen, worunter auch solche von Meerespflanzen.

VI. Trias-Gruppe.

Dieselbe enthält drei Formationen und daher ihr Name.

1) Die Keuper-Formation; auch bunte Mergel-Formation, deren vorherrschendes Glied ein grauer, gelblicher, feinkörniger, mit thonigem Mörtel verbundener Sandstein (Keuper) ist. Andere hierhergehörige Glieder sind Gyps, Steinsalz, Dolomit, Alaunschiefer. Diese Formation enthält verhältnissmässig nur wenige Versteinerungen, unter denen zweischalige Muscheln vorwalten. Ammoniten und Belemniten scheinen aber ganz zu fehlen.

2) Die Muschelkalk-Formation, sehr reich an versteinerten Muscheln.

3) Die Formation des bunten Sandsteins, deren hauptsächlichstes Glied ein roth, gelb und weiss gestreifter Sandstein ist; sie hat eine bedeutend grössere Ausdehnung als die vorher genannten Formationen. Arm an Versteinerungen, merkwürdig durch verhärtete Fährtenabdrücke von Schildkröten und anderen Thieren; nur die zu dieser Formation gehörigen Thonschichten reich an Muscheln.

VII. Zechstein-Gruppe.

Der Zechstein ist ein grauer, bituminöser Kalkstein von grösserer oder geringerer Dichtigkeit, welcher den Kupferschiefer bedeckt; seine oberen Schichten enthalten häufig Gyps und Steinsalz, öfter auch bedeutende Massen von Dolomit. Die Zechsteingruppe, welche sich auffallend im nordöstlichen Deutschland, namentlich im Mansfeldischen, zeigt, kommt nach neueren Beobachtungen in bedeutender Ausdehnung auf der westlichen Seite des Urals (in dem ehemaligen Königreich Perm) vor, weshalb man sie wohl auch das permische System nennt. Versteinerungen finden sich vor von Sauriern, Fischen, Mollusken,

Radiarien, Zoophyten, und von Pflanzen namentlich Farren, wie sie in den Steinkohlenformationen gefunden werden.

Die Gruppen IV.—VII. machen die sog. Secundär- oder Flötzgebirge aus.

VIII. Steinkohlen-Gruppe.

Dieselbe umfasst folgende vier Formationen:

1) Die Formation des Rothliegenden besteht aus einem rothen Conglomerate verschiedener Felsarten und Sandsteine mit thonigem, stark eisenhaltigem Cement, und zeigt oft eine bedeutende Mächtigkeit (Thüringerwald, Harz). Diese Formation ist arm an Thierversteinerungen, aber reich an Stämmen und hie und da an Pflanzenabdrücken.

2) Kohlenformation. Lager von Steinkohlen wechseln mit grauem Sandstein und vornehmlich Schieferthon. Die Steinkohlenlager zeigen eine sehr verschiedene Mächtigkeit, von einigen Zollen bis zu 20 und 40 Fuss und darüber; einige liegen tief unter, andere wieder in bedeutender Höhe über der Oberfläche des Meeres. Letzteres ist namentlich in Südamerika der Fall. Von Versteinerungen enthält diese Formation vorzugsweise solche von Pflanzen, so von baumartigen Farrenkräutern, von Palmengewächsen und einigen Nadelhölzern.

In Hinsicht auf die Entstehung der Steinkohlenschichten denkt man jetzt vornehmlich an ehemalige mächtige Torfmoore, die im Laufe der Zeit in die Tiefe sanken und von Niederschlägen aus dem Wasser bedeckt wurden. Analoges gilt in Ansehung der Braunkohle. Verschiedenheiten des äusseren Druckes von Seiten der aufgelagerten Massen, verschiedene Grade der Wärme und Feuchtigkeit, mehr oder minder gehemmter Luftzutritt konnten rücksichtlich des fortschreitenden Verkohlungsprocesses der verschütteten Pflanzenwelt Unterschiede bewirken. — Die brennbaren, entzündlichen Gase, welche aus den Spalten in Steinkohlenlagern oder den angrenzenden Gebirgsarten strömen und nach Bischof aus kohlensaurem Gas, Sumpfgas, ölbildendem Gas und selbst Stickstoff bestehen, deuten darauf hin, dass noch jetzt in den Steinkohlenlagern fortwährend Veränderungen stattfinden. Nach Liebig ist es der Wasserstoff, welcher sich von der Steinkohle in der Form von Kohlenwasserstoffverbindungen trennt. Eine völlige Abscheidung des Wasserstoffes würde die Steinkohle in Anthracit überführen. Dagegen beobachtet man in Braunkohlenlagern eine fortschreitende Trennung von Sauerstoff in der Form von Kohlensäure, welche das Holz in der Braunkohle allmählig der Zusammensetzung der Steinkohle näher bringen soll.

Nach einer andern Ansicht sollen die Steinkohlen, wenigstens theilweise, aus Ansammlungen vermoderter Meerespflanzen an verschiedenen Orten hervorgegangen sein. Neuerdings hat namentlich Fr. Mohr*) die Ansicht vertheidigt, dass die Steinkohlen die Reste im Meere versunkener urweltlicher Meerespflanzen seien, welche an einem anderen Orte, als wo sie gewachsen, abgelagert wurden. Die in den Steinkohlen aufgefundenen Reste von Landpflanzen werden als unwesentlich und zufällig angesehen.

3) Formation des Kohlenkalksteins, charakterisirt durch einen dichten, grauen, schwarzen, häufig auch bunten Kalkstein, meist von Spathadern durchzogen, enthält auch Mergel und Schieferthon. Ueberreste von Schalthieren.

4) Formation des alten rothen Sandsteins, ein grobes Conglomerat mit Quarzstücken und Glimmer, nicht reich an Versteinerungen.

IX. *Grauwacken-Gruppe.*

Das Hauptglied dieser Gruppe ist der Grauwackensandstein, ein fester, grauer Sandstein, meist mit Thonschiefermasse verbunden, weit verbreitet in Europa und anderen Welttheilen, häufig in grosser Mächtigkeit auftretend. Wenn die Schieferung deutlich auftritt, wird er Grauwackenschiefer genannt. Ein anderes Glied dieser Gruppe ist der Grauwackenkalkstein, eine compakte Masse, zum Theil krystallinisch, reich an Versteinerungen. Der Grauwackenschiefer enthält auch Glanzkohle (Anthracit), namentlich in England. Die unteren Schichten der Grauwacke sind verhältnissmässig arm, die oberen dagegen stellenweise reich an Versteinerungen. Es finden sich namentlich Mollusken, Radiarien, Zoophyten, Fische und Reste von krebs- und asselartigen Thieren oder sogenannte Trilobiten. Man nennt auch, wenigstens in England und Frankreich, die obere oder jüngere Grauwacke die devonischen (von der engl. Grafsch. Devonshire), die untere Grauwacke die silurischen Schichten, nach einer Gegend in England benannt, wo früher die Siluren wohnten.

Die Gruppen VIII.—IX. bilden die sog. Uebergangsgebirge.

*) Geschichte der Erde etc. 1866. S. 82 ff., S. 120 f.

B. Krystallinisch-massige Gesteine.

a. Der Granit und Syenit.

Der Granit (von *granum*, das Korn) ist ein krystallinisch körniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer; grau, röthlich, gelblich, grünlich, weiss. Der Kalifeldspath (Orthoklas, Adular) aus kieselsaurem Kali und kieselsaurer Thonerde bestehend, kann hinsichtlich seiner chemischen Zusammensetzung durch die Formel $KaO,3SiO_2 + Al_2O_3,3SiO_2$ dargestellt werden, in der Ka Kalium, SiO_2 Kieselerde, Al Aluminium, O Sauerstoff und Al_2O_3 Thonerde bedeutet. Im Natronfeldspath (Albit) ist das Kali durch Natron vertreten, im Labradorfeldspath durch Natron und Kalk. Der Glimmer besteht vornehmlich aus Kiesel- und Thonerde, mitunter auch aus nicht unbeträchtlichen Mengen von Talk (Magnesia), der in manchen Arten die Thonerde ganz vertritt. Ausserdem findet man noch einen wechselnden Gehalt von Eisenoxyd und Eisenoxydul, Kali, Lithion und Fluor, so dass man demgemäss von Kali-, Magnesia-, Lithionglimmer etc. spricht.

In den äusseren Formen des Granits, die sehr mannigfach sind, herrschen kuppige Berge mit einzelnen, oft malerischen Felspartien vor.

Der Granit findet sich innerhalb Deutschlands im Harz, Thüringer Wald, im Fichtel-, Erz- und Riesengebirge, im Schwarz- und Odenwald, nicht sehr mächtig in den Alpen. Weiter erscheint er im südöstlichen Frankreich, in den Pyrenäen, in Ungarn, Skandinavien, England und Oberägypten, in der Andeskette zwischen Loxa und Zaulaca, in den Andes von Neugranada, stellenweise an der Küste von Peru und an den Katarakten des Orinocco, etc.

Von mehr untergeordneter Bedeutung ist der Granulit, der aus Quarz und Felsit besteht. Letzterer ist ein nicht krystallisirter, gleichförmig körniger Feldspath.

Der Syenit, dessen vorherrschende Grundmasse Feldspath mit Hornblende (Amphibol) ist, führt seinen Namen von der Stadt Syene in Oberägypten. Bei vorherrschendem Hornblendegehalt nennt man den Syenit auch Amphibolit. Die hauptsächlichsten Bestandtheile der Hornblende sind Kieselsäure, Kalkerde und Magnesia, nebst Eisen- und Manganoxydul. Nimmt der Hornblendegehalt ab, während Glimmer und Quarz vortreten,

so verschwindet der Unterschied zwischen Syenit und Granit fast ganz.

Der Syenit ist, obschon er oft Massen von bedeutender Höhe bildet, nicht sehr allgemein verbreitet. Er zeigt sich in den Vogesen, wo er in ballonartigen Gestalten auftritt, im Odenwalde, Erzgebirge, in Böhmen, Mähren, Finnland, auf den schottischen Inseln, in England, in den Andes, Mexico, Neuholland etc.

b. Der Grünstein (Diorit).

Der Diorit erscheint als ein Gemenge von Albit und Hornblende mit krystallinisch-körnigem Gefüge. Der Albit ist, wie bereits oben bemerkt, im Wesentlichen Feldspath, der aber Natron statt des Kali enthält.

Der Grünstein bildet theils regelmässige oder doch mehr oder weniger abgerundete Massen in der Form kleiner Felskuppen, theils Gebirgszüge mit vielen Seitenthälern. Seine Verbreitung ist jedoch nicht sehr gross. Man findet ihn im Niederrheinischen Schiefergebirge, im Harz, Fichtelgebirge, Erzgebirge, in den Sudeten und im Riesengebirge, weiter in Frankreich, Ungarn, Schweden, Schottland; am Himalaya, auf Ceylon, Neufoundland, in den vereinigten Staaten bei Boston, in den Andes von Papayan etc.

c. Der Porphyr und Trachyt.

Der rothe Porphyr (Quarzporphyr) besteht hauptsächlich aus einer dichten, derben Feldspathmasse mit Quarz, die in ihrem Innern einzelne Krystalle von Feldspath (Orthoklas), Quarz und mitunter auch solche von Glimmer oder Hornblende enthält. Die Farbe der Grundmasse ist braun- bis ziegelroth, mitunter auch gelb, grün, violet und grau.

Der Porphyr, welcher häufig in andere Formationen eindringt, bildet meist steile Kegelgebirge mit vielfacher Zerklüftung in Säulen und Platten. Man findet ihn in den Sudeten, im Riesengebirge, im südlichen Harz, bei Halle an der Saale, im Thüringer Wald, in den rheinischen Gebirgen und in den tyroler Alpen. In grosser Verbreitung und Mächtigkeit erscheint derselbe in den Andes von Quito, Peru, Neugranada und Mexico.

Der Trachyt, eine dem rothen Porphyr ähnlich zusammengesetzte Gebirgsart, besteht aus einer feldspath-quarzigen

Grundmasse, welche Krystalle von glasigem Feldspath, häufig auch Glimmerblättchen und Hornblendenadeln einschliesst. Das Gefüge der Grundmasse ist sehr verschieden: körnig, dicht, erdig, schlackig; die Farbe röthlich, gelblich, grau, grünlich. Die Trachytgesteine verrathen beim Anfühlen eine mehr oder weniger grosse Rauhigkeit.

d. Phonolith, Dolerit, Melaphyr und Basalt.

Der Phonolith oder Klingstein gibt beim Anschlagen mit dem Hammer gewöhnlich einen hellen Klang, woher auch sein Name kommt, und ist ein inniges Gemenge von Feldspath und einem Zeolith, das in der Regel noch zufällige Gemengtheile enthält. Der Bruch zeigt beim Phonolith eine glasartige oder muschelige Beschaffenheit, doch ist er mitunter auch splitterig und erdig. Die Farbe ist grau, häufig mit einem Strich ins Grünliche oder Schwärzliche.

Die Grundmasse des Dolerit ist ein inniges Gemenge aus Kalk- oder Labradorfeldspath und Augit, welches ausgesonderte Krystalle der eben angeführten Bestandtheile, sowie auch Magneteisen, Olivin etc. enthält. Dicht, feinkörnig oder erdig, dunkelgrau bis schwarz gefärbt.

Auch der Melaphyr oder Augitporphyr stellt sich als ein inniges Gemenge aus Augit und Labradorfeldspath dar, welches durch einzelne Krystalle von Augit und Labrador porphyrartig aussieht. Der Augit (Pyroxen) ist eine Verbindung von Kieselsäure mit Kalk und Bittererde (Magnesia), den in manchen Augiten noch Eisenoxydul beigesellt ist. Mitunter ist auch die Bittererde durch Mangan- oder Eisenoxydul vertreten.

Der Basalt ist gleichfalls ein inniges Gemenge aus Augit und Feldspath mit Magneteisen. Der Grundmasse eingelagert sind in der Regel: Olivin, Augit, seltner Krystalle von Feldspath, Magneteisen, Hornblende, Glimmer. Der Basalt erscheint dicht mit etwas muscheligem oder feinsplitterigem Bruche, von grau- oder bläulich schwarzer Farbe. Der basaltische Mandelstein enthält Blasenräume, die häufig mit Zeolithen oder Kochsteinen (Hauptbestandtheile derselben: Kieselerde und Thonerde, auch Wasser, das beim Erhitzen aufwallt) und anderen Mineralien angefüllt sind. Basalte, die eine grosse Menge leerer Räume enthalten, haben eine schlackenähnliche und schaumige Beschaffenheit und heissen deshalb verschlackte Basalte.

Der Basalt erscheint häufig in prismatischen, meist sechsseitigen Säulen, die öfters wieder leicht zu erkennende Kuppen, aber auch längere Züge bilden. Obschon die Mächtigkeit des Basalts nicht sehr bedeutend ist, so kommt er doch in Europa sehr reichlich vor. Für Deutschland hat man zwei Basaltzonen unterschieden, nämlich die grosse nördliche und die südliche Basaltzone. Zur ersten gehören:

1. Die Gruppe der vorderen Eifel.
2. Die Gruppe der hohen Eifel und des Maifeldes in der Gegend von Laach und Andernach.
3. Die Gruppe des Siebengebirges.
4. Die Gruppe des Westerwaldes.
5. Die Gruppe des Vogelgebirges.
6. Die Gruppe des Rhöngebirges.
7. Die Gruppe von Böhmen, Sachsen und Schlesien.

Zur südlichen Basaltzone gehören:

1. Die Gruppe des Kaiserstuhles bei Breisach am Rhein.
2. Die Gruppe des Hegau bei Hohentwiel.
3. Die Gruppe der Rauhen Alp.

e. Gruppe der Vulkane.

Ueber die Erscheinung und Ursache der vulkanischen Thätigkeit der Erde ist bereits das Nöthigste gesagt worden; es bleibt uns noch übrig, Einiges über die geographische Verbreitung der Vulkane zu erwähnen.

Nicht selten erscheinen die Vulkane zu grösseren oder kleineren Gruppen vereinigt, was vermuthen lässt, dass zwischen den Gliedern einer solchen Gruppe ein innerer Zusammenhang stattfindet. So steht der Vesuv in Verbindung mit den Kratern in den Phlegräischen Feldern und dem Epimeo auf Ischia und vielleicht auch mit dem Aetna. Viele dieser Gruppen zeigen eine linearische Anordnung, weshalb man sie Reihenvulkane nennt. Nach L. v. Buch unterscheidet man wieder zwei Arten derselben, je nachdem sie als einzelne Kegelinseln aus dem Grunde des Meeres oder vom höchsten Rücken eines Massengebirges aufsteigen, dessen Gipfel sie dann bilden. Im ersteren Falle läuft aber gewöhnlich ein Gebirg zur Seite der Vulkanenreihe. Hierher gehören unter andern die Reihen der Puy's in Auvergne, der Griechischen Inseln, die Reihen von Chili, Bolivia und Quito.

Anderseits sind kleinere Kegel auf eine bestimmte Weise um einen grösseren gruppirt. Man spricht dann von Centralvulkanen, welche nach L. v. Buch den Mittelpunkt einer grossen Menge nach allen Seiten wirkender Ausbrüche bilden. Hierher rechnet man unter anderen den Aetna, an dessen Abhängen sich noch gegen 80 secundärer Kegel befinden, von denen aber die meisten nur zur Zeit ihrer Entstehung Lava ausgeworfen haben, die liparischen Inseln, den Vesuv, Island, die Azoren, die canarischen Inseln mit dem Pico de Teyde, der 11,430′ hoch ist.

Für die Reihenvulkane kann man als wahrscheinlich annehmen, dass durch die vulkanischen Kräfte eine lange Erdspalte entstand, die nachmals wieder geschlossen wurde, so aber, dass an einzelnen Stellen noch eine Communication zwischen dem Erdinnern und der Atmosphäre blieb, und sich demgemäss eine Reihe von Ausbruchskratern bildete. Die Centralvulkane entstanden wohl durch mehrere nach verschiedenen Richtungen laufende Spalten, so dass eine Hauptröhre (Hauptvulkan) sich bildete, durch welche die Gemeinschaft der Seitenvulkane mit dem Erdinnern unterhalten wird. Man erkennt übrigens leicht, dass der Unterschied zwischen den Central- und Reihenvulkanen nicht als ein streng durchgreifender angesehen werden kann.

Bemerkt sei noch, dass die meisten Vulkane im Meere (auf Inseln), die übrigen continentalen Vulkane aber mit wenigen Ausnahmen in nicht beträchtlicher Entfernung von der Meeresküste liegen. Auch die Erdbeben treten häufiger an Küstenländern als im Innern der Continente auf.

C. Metamorphische Felsarten.

(Gruppe der Schiefer).

1. Wir heben hier zunächst den Thonschiefer, als ein ursprünglich sedimentäres Gestein hervor, mit welchem die nachfolgenden krystallinischen Schiefergesteine allem Anscheine nach in einer gewissen causalen Beziehung stehen. Die Hauptmasse des Thonschiefers ist aus Thon und Kieselerde zusammengesetzt, welche letztere den ersteren vollständig durchdringt oder demselben in einzelnen feinen Quarzkörnern beigemengt ist. Ausserdem finden sich im Thonschiefer noch grössere oder ge-

ringere Mengen von Eisenoxyd, Kali, Kalk und Talk. Durch Kohle erscheint derselbe nicht selten grau oder schwarz gefärbt.

Ausser dem gemeinen Thonschiefer und der Grauwacke, welche jener schichtenweise enthält, gehören hierher noch der Dachschiefer von schwarzgrüner Farbe, der Wetzschiefer mit einem bedeutenden Gehalt an Kieselerde, und der Alaunschiefer. Der letztere wird wegen seines Gehaltes an Schwefeleisen zur Alaunfabrikation benutzt, indem sich das Schwefeleisen durch Hitze zersetzt und Schwefelsäure liefert, welche durch ihre Verbindung mit Thonerde und Kali eben den Alaun bildet.

Der Thonschiefer, welcher allgemein verbreitet ist, bildet ausgedehnte Bergebenen oder wellenförmige Berge mit sanft gerundeten Rücken. Nur hier und da, wo er von tiefen Thälern durchschnitten wird, zeigt er eine Art klippiger und zackiger Felsenbildung.

2. Der Glimmerschiefer ist ein Gemenge aus Glimmer und Quarz, von denen jedoch der erstere das Uebergewicht hat. Das Gefüge ist krystallinisch-schiefrig. Der Glimmer erscheint in der Form von Blättchen, welche nicht selten die Quarzblättchen oder Quarzkörner einschliessen. Die Farbe ist grau, weiss, gelblich, röthlich, bräunlich. Zufällige Gemengtheile sind: Granat, Talk, Chlorit, Turmalin, Feldspath, Hornblende etc.

Der Glimmerschiefer geht häufig in den Gneiss über und wechselt auch hier und da lagerweise mit dem Hornblendeschiefer ab.

Als Glimmerschiefer mit überwiegendem Quarzgehalt erscheint der Quarzfels und Quarzschiefer, welche meist eine glänzend weisse Farbe zeigen, mitunter aber auch durch Feldspath oder Eisenoxyd bräunlich oder röthlich gefärbt sind.

Die Mächtigkeit des Glimmerschiefers ist bedeutend; er bildet nicht selten weit ausgedehnte Gebirgszüge mit gerundeten Gipfeln und terrassenartigen, von vielen Schluchten durchschnittenen Abhängen.

Gedacht sei hier auch des mit dem Thonschiefer in naher Beziehung stehenden und meist aus stark mit einander verwachsenen Talkblättern zusammengesetzten Talkschiefers. Die Farbe desselben ist häufig grau oder gräulich grün, aber auch braungrün, roth, violet, schwarz, zuweilen weiss mit star-

kem Glanze. — Mit dem Talkschiefer verbunden, oft aber auch selbständig, tritt der Chloritschiefer in berggrüner bis schwärzlich grüner Farbe auf. — In Verbindung mit dem Chloritschiefer erscheint auch der Serpentin und Serpentinschiefer.

3. Der Gneiss ist ein krystallinisch-schiefriges Gemenge aus Quarz, Feldspath und Glimmer. Der Quarz, welcher eine graue Farbe hat, erscheint theils in der Form von Körnern, theils innigst mit dem Feldspath verwachsen. Der Glimmer bildet zum Theil einzelne parallel liegende Blättchen, zum Theil zusammenhängende Lagen, welche mit körnigen Lagen von Feldspath und Quarz wechseln. Auch werden öfter grössere Feldspathkrystalle vom Glimmer umschlossen. Die Farbe des letzteren ist schwarz, braun oder grau. Der Gneiss geht über in Granit und Glimmerschiefer, und erscheint überhaupt häufig in Begleitung des ersteren.

Die Verbreitung dieser Felsart ist gleichfalls sehr gross; sie bildet theils einzelne Berge mit runden Rücken, theils lang ausgedehnte wellenförmige Bergzüge von verschiedener Grösse. Viele Felsen, zackige und spitzige Gipfel bemerkt man bei ihr nicht, sondern meist nur flache Kuppen.

88. *Art und Weise des Metamorphismus.*

Die in voriger Nr. unter C. aufgezählten Schiefergesteine wechseln einerseits mit Petrefakten führenden Lagern von Kalk und Thonschiefer, während sie anderseits häufig von Granit oder einem anderen plutonischen Massengestein begleitet sind. Da man an vielen Stellen wahrnahm, dass der Thonschiefer unmittelbar in den Glimmerschiefer übergeht, ohne dass dabei eine Veränderung in dem Streichen oder Fallen der Schichten stattfindet, so kam man auf die Vermuthung, dass der Glimmerschiefer ein durch Hitze modificirter Thonschiefer sei. Man dachte, die Kieselerde und Thonerde, welche beide im Thonschiefer enthalten sind, könnten sich durch Einwirkung einer Glüh- und Schmelzhitze zu Glimmer verbunden haben. Der Thonschiefer, welcher in der That schichtenweise unter dem Wasser niedergeschlagen wurde, lieferte hiernach das Material zur Bildung des Glimmerschiefers, der die Schichtung des ersteren beibehielt. Durch die Hitze gerieth der Thonschiefer in einen zähflüssigen Zustand, welcher den Atomen gestattete; zu

neuen krystallinischen Verbindungen zusammenzutreten, ohne jedoch die geschichtete Structur des ursprünglichen Thonschiefers aufzuheben, da der letztere eben nicht in eine vollkommen bewegliche Masse umgewandelt wurde. So ging bei Gegenwart einer verhältnissmässig geringen Menge von Kali und Natron in dem Thonschiefer dieser in Glimmerschiefer, bei einer beträchtlicheren Kalimenge in Gneiss, bei vorwaltender Talkerde in Talk- oder Chloritschiefer über, während die Metalloxyde, namentlich Eisen- und Manganoxydul, mit etwas Kalk- und Talkerde zu neuen kieselsauren Verbindungen, insbesondere zu schön krystallisirten Granaten zusammentraten.

Da Gneiss und Glimmerschiefer Schichten bilden, die häufig in der Nähe des Granits vorkommen, so betrachten manche den letzteren als das Gestein, welches theils durch Ausstrahlung von Wärme, theils durch Contact die eben erwähnten Metamorphosen bewirkt habe. Dabei reflectirt man noch auf die Möglichkeit, dass mit den plutonischen Massen gleichzeitig Gase und Dämpfe aufstiegen. So konnten vielleicht bei dem Hervortreten feurig-flüssiger Granitmassen Kalidämpfe sich entwickeln, welche in den durch Hitze erweichten Thonschiefer eindringend diesen dem Granit zunächst in Gneiss verwandelten, während weiter entfernt Glimmerschiefer, sodann Kieselschiefer und lydischer Stein durch innige Verbindung der mechanisch beigemengten Kieselerde mit den übrigen Bestandtheilen des ursprünglichen Gesteins sich bildete, und endlich der Thonschiefer in Structur und Zusammensetzung unveränderlich blieb. — Diese Erklärung ist jedoch in vielen Fällen nicht zutreffend. Man denkt sich daher die krystallinischen Schiefer, vom Standpunkte der plutonistischen Ansicht, vielmehr durch die andauernde Einwirkung eines starken Druckes und der hohen Temperatur des Erdinnern aus sendimentären Schichten entstanden.*) Die Temperaturerhöhung ergab sich nothwendig aus dem durch Senkung und Ueberlagerung bewirkten Hinabrücken in die Tiefe.

Im Uebrigen ist nicht zu verkennen, dass auch das Wasser bei der Bildung jener Gesteine, die eine gewisse Menge davon enthalten, betheiligt war.**) Nach der Ansicht mancher Geologen

*) s. B. Cotta, Geologie der Gegenwart, 1866.

**) Ueber Glimmerbildung (im Sinne der plutonistischen Theorie) unter

sollen die Granite durch Erstarrung einer im schmelzflüssigen Zustande befindlichen, von Wasser durchtränkten Masse unter hohem Drucke entstanden sein. Indessen wurde gegen die Annahme, dass der Granit und die sonstigen quarzhaltigen Gesteine aus einer schmelzflüssigen Masse erstarrt seien, von H. Rose ein Bedenken erhoben, das sich vornehmlich auf den Umstand stützt, dass krystallisirter Quarz (Bergkrystall), wenn er im Knallgasgebläse geschmolzen wird, an specifischem Gewichte verliert und in den amorphen Zustand übergeht. Dagegen hat man gemeint, dass die Erstarrung des Granits und daher auch des Quarzes unter Umständen erfolgt sei, die von denjenigen, unter welchen jener Versuch ausgeführt wurde, gar sehr abweichen. Ein anderer Einwurf gegen die Entstehung des Granits durch Erstarrung aus einem schmelzflüssigen Zustande betrifft das Factum, dass die Schmelzpunkte von Quarz, Glimmer und Feldspath beträchtlich auseinander liegen. Da der Feldspath früher schmilzt als der Quarz, so sollte, wenn eine die genannten drei Mineralien enthaltende schmelzflüssige Masse erkaltet, zuerst der Quarz, dann der Glimmer krystallisiren und der Feldspath schliesslich die von beiden leer gelassenen Räume ausfüllen. Es füllt aber der Quarz im Granit die Zwischenräume zwischen den Feldspathkrystallen aus; daher vielmehr anzunehmen ist, dass der Quarz länger flüssig blieb, wenigstens in den Fällen, wo er Eindrücke von der Form des Feldspaths erkennen lässt. Indessen ist der hieraus entnommene Einwurf gegen jene Entstehung des Granits bedeutend abgeschwächt durch Versuche von Duroche, wonach die Kieselsäure in einer Legirung mit den Bestandtheilen des Feldspaths eben so lange als der letztere flüssig bleibt, sodann durch den von Bunsen hervorgehobenen Umstand, dass der Erstarrungspunkt eines mit andern Substanzen zu einer Lösung verbundenen Körpers ausser von dem Drucke hauptsächlich von dem relativen Verhältniss der gelösten Substanzen abhängt.

Als bedeutsam für die Erklärung gewisser Gesteinsbildungen erachtet man ferner einige von Senarmont und Daubrée angestellte Versuche, welche die Lösungsfähigkeit des Wassers bei hoher Temperatur und unter starkem Drucke betreffen. Es

---

Bezugnahme auf den Wassergehalt s. Th. Scheerer, der Paramorphismus u. seine Bedeutung in d. Chemie, Mineralogie u. Geologie. Braunschw. 1854.

ergab sich, dass die Lösungsfähigkeit des Wassers durch gleichzeitige Einwirkung einer hohen Temperatur und eines starken Druckes sich sehr beträchtlich steigern lässt, was auch von Vogelsang in Gemeinschaft mit Bettendorff bestätigt wurde. Senarmont fand, dass viele im Allgemeinen als unlöslich geltende Mineralverbindungen unter den besagten Umständen sich lösten, resp. krystallinisch abschieden.

Zu den metamorphischen Gesteinen rechnet man auch den krystallinischen Marmor, der, wie man vielfach annimmt, aus dichtem kohlensauren Kalk entstanden ist, indem dieser durch die innere Erdwärme oder vielleicht durch die ausstrahlende Wärme eines Eruptivgesteines zum Schmelzen gebracht worden, ohne dabei wegen des gleichzeitig stattgefundenen starken Druckes seine Kohlensäure zu verlieren. Beim Erhärten erhielt dann die geschmolzene Masse ein krystallinisches Gefüge. Diese Ansicht stützt sich vornehmlich auf einen von J. Hall angestellten Versuch, wonach kohlensaurer Kalk durch Schmelzung in einem geschlossenen Raume in Marmor übergeht. Später fand Buchholz, dass die Trennung der Kohlensäure vom Kalk auch durch einen beträchtlich geringeren Druck, als den von Hall angewendeten, verhindert werde. Neuerdings wurden darauf bezügliche Versuche von G. Rose angestellt, die im Wesentlichen zu einer Bestätigung der von Hall gewonnenen Resultate führten.

Als eine andere plutonische Metamorphose des Kalksteins werden von einigen die Dolomite betrachtet, welche aus kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Bittererde zusammengesetzt sind und oft in der Nähe von Eruptivgesteinen auftreten. Nach Haidinger soll die Talkerde als schwefelsaure Magnesia bei erhöhter Temperatur und unter grossem Drucke in der Art auf den von ihr durchdrungenen Kalkstein eingewirkt haben, dass das Doppelsalz von kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia, also der Dolomit, unter gleichzeitiger Ausscheidung von schwefelsaurem Kalk (Gyps) entstand. Da jedoch der Dolomit auch ohne Gyps vorkommt, so ist derselbe nach Nauk vielmehr dadurch entstanden, dass kohlensaure Magnesia in kohlensäurehaltigem Wasser den Kalk durchdrang und mit diesem das Doppelsalz bildete; oder wenn das Wasser kieselsaure Magnesia enthielt, so wurde der kohlensaure Kalk gelöst, der sich, nach Ausscheidung der Kieselsäure durch die Kohlensäure,

mit der kohlensauren Magnesia zu Dolomit verband, während die ausgeschiedene Kieselsäure sich in den Drüsenräumen des Dolomits theils krystallinisch als Quarz, theils amorph, als Opal, absetzte. Es unterliegt wohl keinem Zweifel mehr, dass der Dolomit auf nassem Wege entstanden ist. Nach Hunt resultirte der in Begleitung von Gyps vorkommende Dolomit durch die Zersetzung von schwefelsaurer Magnesia und doppeltkohlens. Kalkerde, der ohne Gyps auftretende Dolomit hingegen aus einer Zersetzung von Chormagnesium und schwefelsaurer Magnesia und einem Alkali-Bicarbonat. Zunächst entstand nämlich aus den Bittererdesalzen durch Einwirkung von doppeltkohlens. Natron, welches in vielen Quellwassern vorkommt, ein verhältnissmässig leicht lösliches Bicarbonat von Magnesia, nachdem vorher alle vorhandenen löslichen Kalksalze in unlösliche kohlens. Verbindungen umgesetzt worden waren. Aus dem so enstandenen Bittererdebicarbonat schied sich dann langsam ein wasserhaltiges Bittererdecarbonat aus, welches bei mässiger Wärme in Gegenwart von Wasser und von kohlensaurer Kalkerde mit der letzteren sich zu einem Doppelsalze (Dolomit) verband. Das häufige Zusammenvorkommen von Dolomit und Bittererde-Silicaten in den krystallinischen Schiefern erklärt sich aus der gleichzeitigen Anwesenheit eines Alkali-Silicates, indem dieses zur Entstehung von unlöslichen Magnesia-Silicaten Anlass gab.

Die Wahrnehmungen an dem Quellwasser bekunden zur Genüge, dass das durch die Erdschichten sickernde Wasser Bestandtheile der Gesteine auflöst. Diese Theile können unter verschiedenen Umständen auf verschiedene Weise niedergeschlagen oder wieder abgegeben werden, so durch Verlust eines der auflösenden Bestandtheile, namentlich der Kohlensäure, oder durch chemische Affinitäten in Folge von Contactverhältnissen. Danach konnten aus losem Sande, Thon und kreideartigen Kalkmassen fester Sandstein, Schiefer und Kalksteine sich bilden, indem die Masse des sedimentären Gebildes vermittelst des Wassers von neuen Stoffen durchdrungen wurde. Auch wurden wohl die Erze (metallreiche Mineralien), die man in vielen Gängen findet, durch Gewässer aus dem Nebengestein oder aus der Tiefe herbeigeführt.

Neuerdings hat man auch die mikroskopische Petrographie als wichtig für das genetische Studium der krystallinischen Ge-

steine erkannt, und zwar namentlich in Hinsicht auf die individuelle Bildungsweise der einzelnen constituirenden Mineralien und die secundären Veränderungen, welche sie erlitten haben, sowie auch in Ansehung der formellen und materiellen Bildungsweise der Gesteinsmasse. Unter Bezugnahme auf die mikroskopischen Gesteinsstudien hebt Vogelsang*), im Hinblick auf eine Molecularströmung, folgende Sätze als besonders wichtig hervor. Die einzelnen Bestandtheile der Gesteine sind nämlich in ihrer Masse mehr oder weniger wässerigen Flüssigkeiten zugänglich. Für die Wirkung dieser Flüssigkeiten kommt nicht nur die Strömung und Vertheilung derselben innerhalb der einzelnen Bestandtheile des Gesteins, sondern auch die Empfänglichkeit des Aggregates als solchen für dergleichen Einwirkungen in Betracht. Diese Empfänglichkeit ist im Allgemeinen von Dichtigkeitszuständen abhängig und demgemäss in krystallisirten Bestandtheilen nach Intensität und Verbreitung eine andere als in amorphen oder unvollkommen krystallinischen.

Zwölftes Kapitel.

Geschichte der Erdbildung.

89. *Die Erde als planetarischer Körper oder als Glied des Sonnensystems.*

Aus der Thatsache, dass alle Planeten sich von West nach Ost um die Sonne bewegen, und dass die letztere in demselben Sinne, wie jene, nämlich gleichfalls von W. nach O. um ihre Axe rotirt, schloss Laplace und vor ihm Kant auf einen gemeinsamen Ursprung aller Planeten. Ueberdies fallen die Bahnen der letzteren nahezu in die Ebene des Rotationsäquators der Sonne. Man denkt sich nun, dass die sämmtlichen Bestandtheile, welche die Körper unseres Sonnensystems constituiren, einst miteinander zu einem ungeheuren Dunstballe vereinigt waren, dessen Dimensionen wohl noch über das Sonnensystem hinausreichten. Diese Masse besass eine rotirende Bewegung von

*) Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn 1867. S. 149 ff.

W. nach O., so dass die Rotationsaxe auf der mittleren Ebene der Planetenbahnen nahezu senkrecht stand. Durch Contraction der Theilchen nach dem Mittelpunkte hin, eine Folge verschiedenartiger Anziehungen, entstand ein dichterer Kern, der von der übrigen Dunstmasse, wie von einer ungeheuren Atmosphäre, umschlossen war, und von dieser fortwährend Theilchen an sich heranzog. Mit zunehmender Contraction musste die Geschwindigkeit der Rotation, also auch die Centrifugalkraft zunehmen. Am äusseren Umfange des Rotationsäquators, wo Schwungkraft und Gravitation mit einander im Gleichgewichte waren, bildete sich ein Dunstring, welcher aber seine Rotation um den Kern fortsetzte. Dies konnte sich unter denselben Bedingungen öfter wiederholen. Die Ringe zerrissen nun entweder in mehrere Stücke, von denen jedes seine frühere Bewegung von W. nach O. um die Centralmasse beibehielt, oder das grösste Stück zog die kleineren Stücke herbei, um sie mit seiner Masse zu vereinigen. Weil aber der äussere Theil des Ringes eine grössere Geschwindigkeit als der innere hatte, so erhielt die abgesonderte Dunstmasse gleich anfänglich eine Axendrehung und zwar in demselben Sinne, in welchem ihre Bewegung um den Kern geschah. In den so entstandenen planetarischen Dunstmassen konnten sich nun auf dieselbe Weise Dunstringe von der inneren, dichteren Masse absondern und sich zu neuen sphäroidischen Nebelmassen gestalten. Daher die Monde oder Trabanten.

Die soeben kurz charakterisirte Kant-Laplace'sche Ansicht von der Entstehung des Sonnensystems lässt der Phantasie in Betreff der Art und Weise, wie die Grundstoffe in jener Dunstkugel, und in den von ihr abgesonderten planetarischen Massen vorhanden waren, einen ziemlich weiten Spielraum. Vielleicht existirten ursprünglich nur sehr einfache Atomgruppen, aus welchen erst in Folge mannigfacher Bewegungen die zusammengesetzteren Molecüle der sog. chemischen Grundstoffe oder Elemente hervorgingen. Doch konnten die letzteren auch bereits fertig gebildet vorkommen, so dass dieselben z. B. im Hinblick auf die anfängliche Dunstkugel unseres Erdkörpers theils gasförmig, theils im Zustande feiner Vertheilung in ihr vorhanden waren. Möglicher Weise gab es darin, mehr oder weniger fein vertheilt, auch bereits viele fertige Verbindungen verschiedener Grundstoffe untereinander. Unseres Erachtens führt die Kant-Laplace'sche Ansicht keineswegs, wie man vielfach zu glauben scheint, mit Nothwendigkeit auf einen feurig-flüssigen Anfangszustand des ganzen

Erdkörpers. Allerdings musste mit der Contraction jenes Gasballs eine entsprechende Wärmeentwickelung verbunden sein. Auch machen es die durch die Spectralanalyse gewonnenen Ergebnisse sehr wahrscheinlich, dass die planetarischen Körper durch einen schmelzflüssigen Zustand hindurchgegangen sind.

90. *Bildung der Erdrinde.*

Dem Vorhergehenden zufolge können wir die Erde in ihrem anfänglichen Zustande allenfalls als ein Gassphäroid betrachten, insofern nämlich als die bekannten Grundstoffe, aus denen sie zusammengesetzt ist, meist gasförmig in einander verbreitet waren.

Fragt man nun nach den Stoffen, welche zur Bildung des Erdkerns am geeignetsten waren, so bieten sich die schwersten und strengflüssigsten Metalle dar. Von diesen nimmt man an, dass sie zuerst aus der gasförmigen Mischung ausgeschieden seien, zumal da ihre Affinität zu anderen Stoffen nur gering ist. Diejenigen metallischen Elemente aber, welche eine grosse Verwandtschaft zum Sauerstoff besitzen, müssen sich schon früh mit diesem verbunden haben. Hierher gehören namentlich Kali, Natron, Kalkerde, Talkerde, Thonerde und Kieselerde. Wahrscheinlich ist auch, dass die meisten dieser strengflüssigen Stoffe gleich bei ihrem Ursprunge sich in tropfbarflüssiger Form um den Erdkern ablagerten. Neben dem Sauerstoff, der in überwiegender Quantität vorhanden war und noch ist, ging auch der Schwefel mit verschiedenen Metallen mancherlei Verbindungen ein, die sich ebenfalls, schon ihrer beträchtlichen Schwere wegen, dem dichteren Erdkern frühzeitig anschlossen.

Die erstgenannten Stoffe konnten aber nicht miteinander in Berührung kommen, ohne neue Verbindungen unter einander zu bilden, in denen die Kieselerde die Rolle einer Säure spielte. Es entstanden also kieselsaure Salze, die man Silicate nennt, und Gemenge derselben.

Die grosse Wärmemenge, welche anfänglich mit dem Erdkörper verbunden war, verminderte sich allmählig durch Ausstrahlung. Sobald nun die Temperatur unter den Schmelzpunkt der Silicate herabgesunken war, bildeten diese, indem sie langsam erstarrten, eine Rinde um den flüssigen und glühenden

Erdkern. Man erkennt leicht, dass der Erstarrungsprocess der Silicate nur sehr allmählig erfolgen konnte, und dass er in den äusseren Schichten früher als in den inneren eintreten musste. Die Silicate sind schlechte Wärmeleiter, sie konnten deshalb die vom glühenden Erdkern ausstrahlende Wärme nur langsam durchlassen, was denn natürlich wieder eine schnellere Erkaltung der umgebenden Atmospäre zur Folge hatte. Die zuerst gebildete starre Kruste konnte aber über dem flüssigen Erdkerne nicht als ein zusammenhängendes Ganze bestehen, da durch die Wirkung des Mondes und der Sonne die geschmolzene Erdmasse sowohl wie die umgebende Atmosphäre in analoger Weise, wie das jetzige Meer fluthen und ebben musste. Hierdurch wurde jene Kruste zerrissen; die einzelnen Stücke, die im Vergleich zu ihrer Dicke eine sehr grosse Flächenausdehnung haben mochten, schwammen als Schollen umher und setzten sich mehr oder minder unregelmässig wieder zusammen, um abermals wieder zerrissen zu werden, bis endlich die schwimmenden erstarrten Massen an Umfang und Dicke so anwuchsen, dass sie eine zusammenhängende, sich selbst tragende Decke über den ganzen Erdkern bildeten. Die Atmosphäre enthielt aber ausser Sauer- und Stickstoff noch grosse Mengen von Wasserdampf und Kohlensäure, vielleicht auch Dämpfe von Salz-, Salpeter- und Schwefelsäure. Es mussten nun auch gasförmige Bestandtheile der Atmosphäre unter ihrem eigenen Drucke und durch allmählige Abkühlung tropfbare Form annehmen. Sobald jedoch die Temperatur der äusseren Erdrinde bis zu einem gewissen Grade gefallen war, konnte der grössere Theil des Wasserdampfes nicht mehr in Gasform bestehen, sondern musste die Erdrinde mit einer Wasserschicht bedecken, die man als Urmeer bezeichnet, worin nun gleichfalls die Erscheinung der Ebbe und Fluth hervortrat. Mit der Bildung dieses Meeres war zugleich eine Reinigung der Atmosphäre verbunden, indem der sich niederschlagende Wasserdampf alle löslichen Stoffe, so weit als möglich, in sich aufnahm.

Das Meerwasser löste nun einen grossen Theil der äusseren Erdrinde wieder auf, wozu es damals wegen seiner höheren Temperatur und der in ihm enthaltenen Säuren sehr geschickt war. Doch schon geraume Zeit vor dem Tropfbarwerden des Wassers konnten die in der Atmosphäre befindlichen Wasser-

dünste und Kohlensäure eine Verwitterung der bereits gebildeten Silicate herbeiführen. Hierdurch wurden Thon- und Kieselerde blosgelegt und dann später vom Wasser aufgenommen, in dem sie sich allmählig als Thonschiefer und Grauwacke absetzten. Möglicher Weise bildete sich neben den Silicaten schon früh kohlensaurer Kalk und zwar unter dem Drucke der in der Atmosphäre frei bleibenden Kohlensäure. Dieser kohlensaure Kalk wurde gleichfalls von dem, viele freie Kohlensäure enthaltenden Meerwasser aufgelöst und später als sogenannter Uebergangskalk niedergeschlagen. Organische Geschöpfe konnten in diesem Meere erst dann gedeihen, nachdem seine Temperatur bis zu einem gewissen Grade herabgesunken war und eine gehörige Reinigung desselben von fremden, den Organismen schädlichen, Stoffen stattgefunden hatte.

Mit zunehmender Erkaltung und Erstarrung der äusseren Erdrinde entstanden Risse und Spalten, aus denen zähe geschmolzene Massen hervorbrachen, die wieder eine Veränderung im Niveau des Meeres bewirkten. So entstanden Berge, welche inselartig aus dem Meere hervorragten. Dergleichen Eruptionen wiederholten sich in mehr oder weniger langen Pausen, und zwar bis zu einer gewissen Grenze mit wachsender Intensität, da mit zunehmender Erstarrung und Verdichtung der Erdrinde die Reaction des flüssigen Innern gegen die Oberfläche kräftiger wurde. Auch jetzt hat diese Reaction noch nicht aufgehört, nur ist sie mehr eine locale geworden. Die Beschaffenheit der plutonischen Massen musste aber je nach der Zeit ihrer Erhebung verschieden ausfallen; denn anfänglich traten dieselben unter dem Drucke einer heissen und dichteren Atmosphäre und ohne Einwirkung tropfbarflüssigen Wassers, später dagegen unter dem Einflusse des letzteren hervor.

Aus dem bereits Dargelegten ergibt sich schon, dass die Gesteine, welche die Erdkruste zusammensetzen, ursprünglich nicht ohne weiteres so entstanden, wie sie sich jetzt der Wahrnehmung darbieten. Dies gilt namentlich auch für die sedimentären Formationen, bezüglich deren zwei Bildungszeiten zu unterscheiden sind, nämlich eine Zeit des Absatzes oder Niederschlages aus dem Wasser und eine zweite der Erhärtung und sonstigen mehr oder minder erheblichen Umwandlung. Im Uebrigen ist

die aufsteigende Bewegung ganzer Erdkrustentheile und die damit verknüpfte Störung der normalen Lagerungsverhältnisse sedimentärer Schichten nicht sowohl einem wirklichen Durchbruche der heissflüssigen Innenmasse, als vielmehr einem blossen Emporstreben dieser Masse zuzuschreiben.

Unter Bezugnahme auf einen ehemaligen schmelz-flüssigen Zustand der Erde hat man fünf Bildungsperioden der Erde unterschieden. Die erste erstreckte sich bis zu dem Zeitpunkte, wo die Abkühlung der Atmosphäre so weit gekommen war, dass ein Niederschlag des in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampfes erfolgen musste. In der nun beginnenden zweiten Periode gab es bereits Erhöhungen und Vertiefungen auf der Erdoberfläche, Meere und Seen bildeten sich, und die Wirksamkeit des Wassers oder, wie man öfter sagt, die neptunische Kraft konnte sich geltend machen. Massen, die von den Urgebirgen schon lange vorher durch Verwitterung losgerissen waren, wurden von dem Wasser aufgenommen und durch die Wirkung des letzteren auf die Gebirge vermehrt. Dieselben lagerten sich jetzt unter dem Wasser ab und bildeten Schichten. Die dritte Bildungsperiode trat ein, nachdem die Temperatur der Erdoberfläche und Atmosphäre unter den Gerinnungspunkt eines im Pflanzen- und Thierreiche bedeutsamen Stoffes, des Eiweisses gefallen war. Organismen, wenn auch noch nicht höhere, wurden nun ihren äusseren Bedingungen nach möglich. Klimatische Unterschiede in den verschiedenen Breiten existirten noch nicht. Grosse Hitze und viel Feuchtigkeit waren überall noch vorhanden. Diese Periode reicht bis zur Kreideformation oder bis zu dem Beginn der basaltischen Eruptionen. Im Anfange derselben fanden noch viele Durchbrüche plutonischer Massen von ungemeiner Ausdehnung statt. Bei dem Eintritt der vierten Periode hatte die Erdrinde durch die zahlreichen neptunischen Niederschläge in der dritten Periode einen beträchtlichen Zuwachs an Dicke erhalten. Auch in der vierten Periode fanden noch häufige Veränderungen in Bezug auf Land und Wasser statt, aber die Ausbrüche aus dem Erdinnern (Trachyt, Phonolith und Basalt) waren mehr local. Die äusseren Verhältnisse der Erdoberfläche gestalteten sich den jetzt vorhandenen entsprechender, und die Pflanzen- und Thierwelt näherte sich in ihren Formen immer mehr denen der Jetztzeit. Die fünfte und letzte Periode beginnt mit den Vulkanen. Dieselbe ist namentlich durch die Ausbildung der klimatischen Zonenunterschiede, wie sie dermalen beschaffen sind, charakterisirt. Dass aber auch in dieser Periode keine vollständige Ruhe, weder in noch auf der Erde, eingetreten ist, bezeugt uns zur Genüge das Kapitel über die Veränderungen der Erdoberfläche.

Die oben vorgetragene Theorie über die allmählige Ausbildung

des Erdkörpers kann zu ihren Gunsten eine Reihe geologischer Thatsachen anführen, welche auf eine Massenerhebung von unten und auf die Einwirkung einer intensiven Hitze hinweisen. Auch schliesst sie die neptunistische Ansicht, nach welcher die Entstehung der festen Erdrinde auf nassem Wege erfolgt sein soll, keineswegs aus, sondern nur in gewisse Grenzen ein. Dies scheint auch in Ansehung der krystallinischen Felsarten zu gelten. Die Entscheidung in dieser Beziehung kann selbstverständlich nur unter strengster Beachtung der einschlägigen chemischen und physikalischen Gesetze und der betreffenden geognostischen Thatsachen herbeigeführt werden. Im Hinblick auf die Grenzen und den Zweck dieser Schrift müssen wir es uns versagen, noch weiter auf die in Rede stehenden Fragen einzugehen.

Bemerkt sei hier noch, dass verschiedene Geologen (Prevost, Mallet, Dana, Suess*)) das Hervortreten der Gebirge vornehmlich seitlichen Pressungen und Verschiebungen grosser Massen infolge der Erstarrungsvorgänge der Erde zuschreiben. Vermöge andauernder seitlicher Pressung entstanden an den Stellen der grössten Spannung Risse, Spalten und Brüche. Solche Ereignisse können wie früher, auch heute noch auf ganz analoge Weise stattfinden. Mit einer unterirdischen Spaltenbildung hat man auch die Entstehung der Erdbeben, wenigstens mancher Erdbeben in Beziehung gesetzt**).

91. *Klimatische Verhältnisse der Erde in früheren Zeiten.*

Dass ehemals eine höhere und zwar tropische Temperatur auch in solchen Gegenden der Erde herrschte, welche dermalen der gemässigten und kalten Zone angehören, schliesst man aus der fossilen Thier- und besonders aus der fossilen Pflanzenwelt, welche in den sog. Tertiär- und Secundärbildungen zum grossen Theil einen tropischen Charakter zeigt. Es ist indess nicht zu verkennen, dass die nach einander erfolgten Hebungen (resp. Senkungen) fester Massen und die damit verknüpften Aenderungen in der Vertheilung des Festen und Flüssigen bedeutende Temperaturschwankungen auf der Erdoberfläche herbeiführen mussten, so dass demzufolge Epochen höherer und niederer

---

*) Die Entstehung der Alpen, Wien 1875.

**) v. Seebach, das mitteldeutsche Erdbeben, S. 183. v. Lasaulx, das Erdbeben von Herzogenrath, S. 140 f. — Vergl. H. Credner, das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. Nov. 1875: Zeitschrift für die Gesammten Naturwissenschaften. Neue Folge. Bd. XIV. S. 246.

Temperatur in mehrfachem Wechsel auf einander gefolgt sein können.

Man hat nun auch aus verschiedenen Thatsachen entnommen, dass dem jetzt bestehenden relativ milden Klima der gemässigten Zone eine Eiszeit vorausgegangen ist, in welcher der grösste Theil der nördlichen Hemisphäre von einer Eisrinde bedeckt war, die vielfach auf analoge Weise wie die jetzigen Gletscher auf die hervorragenden Berge und auf den unter ihr liegenden Boden wirkte. Für die Existenz einer solchen Eisdecke sprechen namentlich die in den Alpen, im Jura, im nördlichen Europa und Amerika wahrgenommenen alten Schuttwälle (Moränen) und Schliffflächen (s. Nr. 78).

Im Hinblick auf die Entstehung einer so grossen Eisdecke hat man an Aenderungen der Intensität der Sonnenwärme und an sonstige astronomische Gründe gedacht, von denen jedoch manche, wie z. B. die von Adhemar aus der veränderlichen Richtung der grossen Axe der Erdbahn hergeleiteten sehr erheblichen Bedenken unterliegen. Indessen fehlt es der oben dargelegten Ansicht von der Ausbildung des Erdkörpers keineswegs an Gründen, um die in Rede stehende Eiszeit begreiflich zu machen.

Von dem Zeitpunkte an, wo die äussere Erdrinde nicht mehr in erheblichem Maasse dem Einflusse der intensiven Wärme des Erdinnern ausgesetzt war, und die Sonne als die vornehmste Wärmequelle in die Erscheinung trat, mussten auf der Erdoberfläche klimatische Zonenunterschiede von der Art hervortreten, wie sie durch das Stellungsverhältniss der Sonne zur Erde bedingt sind. Es entstanden dann in den polwärts gelegenen Gegenden beider Erdhälften grössere Eismassen, die auch auf der nördlichen Hemisphäre eine ungemeine Ausdehnung erreichen konnten, wenn daselbst zu jener Zeit eine Bedeckung mit Wasser vorwaltete. Ausgedehntere partielle Hebungen fanden aber gewiss auch damals noch statt, und demzufolge auch Aenderungen der Temperaturverhältnisse auf der Erdoberfläche. Neuerdings hat namentlich Dove*) darauf hingewiesen, dass, wenn die festen Massen sich nach einander aus ihrer flüssigen Bedeckung erhoben, als Folge solcher Veränderungen sich auch die atmosphärischen

*) Ueber Eiszeit, Föhn und Scirocco. 1867. S. 1 ff., 6 ff.

Verhältnisse wesentlich anders gestalten mussten, und dass dabei auch die Stelle, an welcher sich die feste Masse erhob, von der grössten Bedeutung gewesen sein müsse. Im Allgemeinen müsse sich aber die Temperatur der ganzen Erdoberfläche bei jeder Vermehrung des festen Areals erhöht haben. Uebrigens konnten die wechselnden Senkungen und Hebungen fester Massen und die damit verknüpften Veränderungen des Verhältnisses zwischen Land und Meer ein wiederholtes Vorschreiten und einen wiederholten Rückzug der Eismassen bewirken.

Man hegte vielfach die Meinung, dass seit Herstellung der klimatischen Zonenunterschiede in ihrer heutigen Beschaffenheit die Temperatur der Erde in einen gewissen Gleichgewichtszustand getreten sei, indem der Erde durch Sonne und Sterne ersetzt werde, was sie durch Ausstrahlung an Wärme verliert. Man glaubte annehmen zu dürfen, dass die Erde sich seit 2000 Jahren nicht um den 170. Theil eines Grades abgekühlt habe. Mit einer Abkühlung der Erde müsste eine Zusammenziehung der letzteren, also eine Verminderung ihres Volumens und deshalb eine Beschleunigung der Rotationsbewegung verbunden sein. Daraus folgt denn wieder eine Verminderung des Sterntages, welcher die Zeiteinheit ist, durch welche man die Umlaufszeit und die periodischen Bewegungen aller Gestirne ausdrückt. Laplace berechnete aber, gestützt auf Beobachtungen, welche Hipparch (140 v. Chr.) anstellte, dass die Dauer des Sterntages seit jener Zeit nicht um den 100ten Theil einer Secunde abgenommen hat. Indessen kann die Ausstrahlung der unserer Erde eigenen Wärme die Wärmeeinstrahlung von Seiten der Sonne übertreffen und demgemäss das Volumen der Erde sich vermindern, ohne dass dies eine merkliche Verkürzung der Umdrehungszeit mit sich führen wird, falls nämlich eine Ursache vorhanden ist, welche die aus der Volumenverminderung der Erde resultirende Beschleunigung der Rotation compensirt. Eine solche Ursache ist nach R. Mayer (Mechanik der Wärme, 1867) in den Fluthwellen des Meeres gegeben. Während die Erde sich von W. nach O. um ihre Axe dreht, schreiten beide Fluthberge, der obere und untere, in derselben Richtung, entgegengesetzt der Axendrehung der Erde, fort. Doch tritt die Fluth stets einige Zeit nach dem Meridianstande des Mondes hervor, so dass der Mond stets westlich von der Spitze des oberen Fluthberges steht. Analysirt man nun die Anziehung des Mondes auf beide Fluthberge mittelst des Parallelogramms der Kräfte, so findet sich, dass der Mond den oberen Fluthberg stets in einer der Erdrotation entgegengesetzten Richtung, den unteren dagegen in der Richtung der Rotation zu bewegen sucht. Indem nun der obere Fluthberg, der grösser als

der untere und dem Monde näher ist, von diesem stärker angezogen wird, resultirt ein Ueberschuss von Druck in der Richtung, welche der Axendrehung der Erde entgegesetzt ist, was denn eben eine Verminderung der Rotationsstärke der Erde und demgemäss eine Verlängerung des Sterntages bedingt. Sonach bewirkt nur der Ueberschuss der oberen über die untere Fluthkraft eine Hemmung der Erdrotation. Uebrigens führten Rechnungen von Adams und Delaunay zu der Annahme, (s. Hansen: Ber. der Königl. Sächs. Ges. d. Wissensch. zu Leipzig. Bd. XV. S. 1 ff.), dass die Dauer des Sterntages seit Hipparch etwa um den 84. Theil einer Zeitsecunde zugenommen habe.




3 2044 093 053 320